

ZUR ANWENDUNG
VON TEMPERATURMESSUNGEN
IM THERMALEN INFRAROT
IN DER HYDROLOGIE

Friedrich Quiel

1973

THE HISTORY OF THE UNITED STATES
OF AMERICA
IN THE SEVENTEENTH CENTURY

BY
JOHN F. JOHNSON

OF THE
UNIVERSITY OF CHICAGO

IN
THE

SEVENTEENTH CENTURY

OF THE

SEVENTEENTH CENTURY

OF THE

SEVENTEENTH CENTURY

OF THE

SEVENTEENTH CENTURY

OF THE

SEVENTEENTH CENTURY

OF THE

SEVENTEENTH CENTURY

OF THE

SEVENTEENTH CENTURY

OF THE

SEVENTEENTH CENTURY

OF THE

SEVENTEENTH CENTURY

OF THE

SEVENTEENTH CENTURY

OF THE

ZUR ANWENDUNG VON TEMPERATURMESSUNGEN
IM THERMALEN INFRAROT
IN DER HYDROGEOLOGIE

Inaugural - Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Hohen Geowissenschaftlichen Fakultät
der
Ludwig - Maximilians - Universität
München

vorgelegt von
Friedrich Quiel
aus
Tittmoning/Obb.
München 1973



1. Berichterstatter: Prof. Dr. J. Bodechtel
2. Berichterstatter: Prof. Dr. H.G. Gierloff-Emden

Tag der mündlichen Prüfung: 14. Mai 1973

Vorwort

Herrn Prof. Dr. J. Bodechtel danke ich sehr für die Anregung zu dieser Arbeit und für die Unterstützung bei ihrer Durchführung.

Einen Arbeitsplatz und die Einrichtungen des Instituts für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München stellte Herr Prof. Dr. A. Maucher freundlicherweise zur Verfügung.

Mein besonderer Dank gilt der Deutschen Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt (DFVLR) in Oberrpfaffenhofen, besonders Herrn Krose, Herrn Miosga und den Mitarbeitern ihrer Abteilung, für die Durchführung der Flüge und für wichtige Hinweise und Ratschläge.

Durch kritische Diskussionen trug Herr Dr. Lorenz, Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg, wesentlich zum Gelingen der Arbeit bei.

Herr Dr. Seiler, Institut für Radiohydrometrie der Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung, gab wertvolle Hinweise und Anregungen.

Auch allen Anderen, die in irgendeiner Form zum Gelingen dieser Arbeit beitrugen, gilt mein herzlicher Dank, insbesondere der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die die Untersuchungen im Rahmen der Zentralstelle für Geo - Photogrammetrie und Fernerkundung finanziell ermöglichte.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	1
A. Einleitung	2
B. Grundlagen	3
I. Physikalisch - technisches Grundprinzip	3
II. Wärmehaushaltsgleichung	8
1. Strahlungsbilanz Q	8
2. Fühlbare Wärme L	14
3. Latente Wärme V	15
4. Bodenwärmestrom B	18
a. Volumenwärme	19
b. Wärmeleitfähigkeit	22
ba. Porosität und Verfestigungsgrad	22
bb. Bodenfeuchtigkeit	25
bc. Mineralbestand	29
5. Zusammenwirken der Faktoren	31
III. Einfluß der Vegetation	33
IV. Amplitude und Dämpfungstiefe der Temperaturänderung	39
1. Dämpfungstiefe	39
2. Kurzfristige Schwankungen	43
3. Tagesgang	45
4. Jahresgang	52
V. Einfluß der Atmosphäre	53

C. Beispiele	56
I. Arbeitsmethodik und Geräte	56
II. Oberflächentemperaturen von Gewässern	59
1. Seen	59
2. Flüsse	65
III. Oberflächentemperatur und Grundwassertiefe	68
IV. Einfluß der Bodenfeuchtigkeit	72
V. Geologisch - morphologische Einheiten	75
1. Gebiet der südlichen Osterseen	75
2. Murnauer Moos	82
D. Flugbedingungen	85
I. Flughöhe und geometrische Auflösung	85
II. Aufnahmezeitpunkt und Wetter	93
III. Sensorenwahl	97
E. Technische Anforderungen	102
I. Scanner	102
II. Datenverarbeitung	103
F. Literaturverzeichnis	104

ZUSAMMENFASSUNG

Die Arbeit untersucht die speziellen Probleme, die sich für die Anwendung von Strahlungstemperaturmessungen für geologische, besonders hydrogeologische Fragen unter mitteleuropäischen Klima- und Vegetationsverhältnissen ergeben.

1. Die Forderung nach niedriger bis fehlender Vegetation macht Messungen in der relativ ungünstigen Zeit von Herbst bis Frühjahr erforderlich.
2. Aussagen sind im allgemeinen nur über die obersten 30 cm des Bodens zu erwarten und erlauben daher nur bedingt Rückschlüsse auf den geologischen Untergrund.
3. Quantitative Aussagen nur aus Strahlungstemperaturmessungen sind nicht möglich.
4. Die Feststellung von Grundwassereintritten in Oberflächengewässer, Bestimmung der Bodenfeuchtigkeit und in einzelnen Fällen Erfassung sehr geringer Flurabstände des Grundwassers und Trennung geologisch - morphologischer Einheiten sind geeignete Anwendungsgebiete.
5. Vorteilhaft erscheinen besonders langfristige Untersuchungen um in Verbindung mit Bodenmessungen jahreszeitliche Veränderungen der Bodenfeuchtigkeit und der Verdunstungsrate für größere Gebiete zu bestimmen.

A. E I N L E I T U N G

Etwa seit 1965 stehen für zivile Zwecke Infrarotgeräte zur Verfügung, die ein Bild der Temperaturverteilung an der Erdoberfläche geben. Diese Geräte wurden in der Geologie zuerst für Aufnahmen von Vulkangebieten, später auch zur Unterscheidung von Gesteinen und für hydrogeologische Untersuchungen benutzt. GÜNTHER (1972) gibt einen Überblick über die in den letzten Jahren, besonders in den Vereinigten Staaten, durchgeführten Untersuchungen. Die dabei auftretenden Fragen des Wärme- und Energieaustausches an der Erdoberfläche waren schon vorher von GEIGER (1961) zusammenfassend dargestellt worden.

Die vorliegende Arbeit untersucht die speziellen Probleme die sich für den Einsatz dieser Methode in der Geologie unter mitteleuropäischen Klima- und Vegetationsverhältnissen ergeben. Als Anwendungsgebiet wurden hydrogeologische Fragen gewählt, da die vorhandene Geräteausstattung hier am erfolgversprechendsten eingesetzt werden konnte.

B. GRUNDLAGEN

I. PHYSIKALISCH - TECHNISCHES GRUNDPRINZIP

Nach dem Stefan - Boltzmannschen Gesetz

$$N = k T^4 \pi^{-1}$$

N = Strahldichte $W \text{ cm}^{-2} \text{ ster}^{-1}$
 k = Stefan - Boltzmannsche Konstante
 $8,26 \cdot 10^{-11} \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1} \text{ } ^\circ K^{-4}$
 T = Absolute Temperatur $^\circ K$

strahlt jeder Körper eine Energiemenge ab, die der vierten Potenz seiner absoluten Temperatur proportional ist. Das Maximum der Strahlungsenergie verschiebt sich dabei mit steigender Temperatur nach dem Wienschen Verschiebungsgesetz

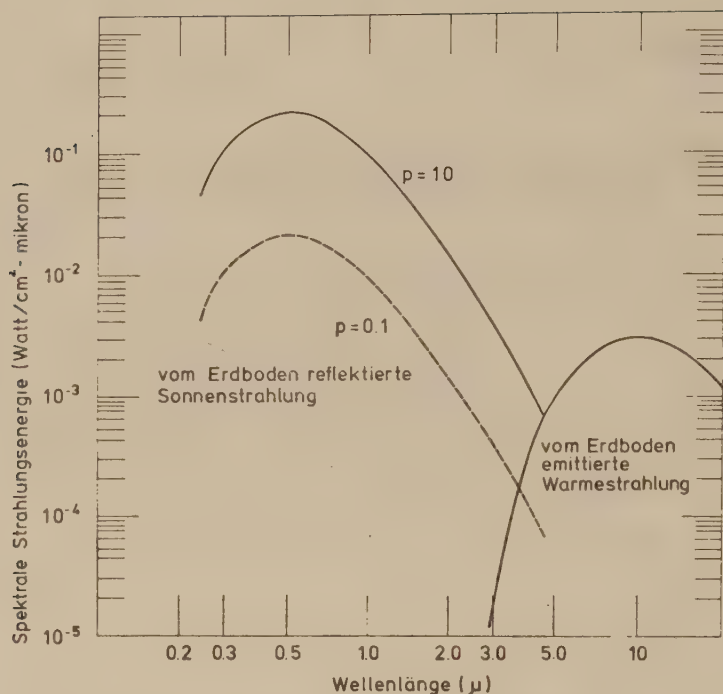
$$\lambda_m T = 0,288 \text{ cm grad}$$

zu kürzeren Wellenlängen. Die Abb. 1 zeigt diese Beziehungen unter Einschluß des umfassenden Planckschen Strahlungsgesetzes

$$N_{\lambda(T)} = \frac{2 h c^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{hc/\lambda kT} - 1}$$

h = Plancksches Wirkungsquantum $1,58 \cdot 10^{-34} \text{ cal/s}$
 c = Lichtgeschwindigkeit
 λ = Wellenlänge

für die Erde und die Sonne, schematisch dargestellt durch die Strahlung eines Schwarzkörpers von $300 \text{ } ^\circ K$ bzw. $6.000 \text{ } ^\circ K$. Bei der Sonne wurde dabei nur der Strahlungsbetrag dargestellt, der bei senkrechter Einstrahlung auf der Erde zur Verfügung steht.



Für Fernerkundungsmethoden nutzbare Strahlungsenergie zwischen Ultraviolett und Infrarot.

Abb. 1

Das Strahlungsmaximum der Sonne liegt im Bereich des sichtbaren Lichtes und des nahen Infrarots, von etwa 0,4 bis 0,8 μ. Dieser Bereich wird durch die bekannten Verfahren der Photographie erfaßt, die je nach Reflexionsvermögen (in der Abb. 1 $p = 1$ und $p = 0,1$) sehr unterschiedliche Energiebeträge ausnutzen können.

Das Strahlungsmaximum der Eigenstrahlung der Erde dagegen liegt im Bereich von 8 bis 13 μ im thermalen Infrarot. Aus den o.a. Gesetzen ergibt sich, daß in jedem beliebigen Wellenlängenbereich mit steigender Temperatur die Strahlungsenergie ebenfalls zunimmt, daß also die gemessene Strahlungsmenge direkte Rückschlüsse auf die Oberflächentemperatur des Körpers ermöglicht.

Die Gesamtenergie der von der Erde reflektierten Sonnenstrahlung und der von der Erde emittierten Wärmestrahlung ist größenordnungsmäßig vergleichbar. Allerdings ist die Energie eines einzelnen Photons nach der Gleichung

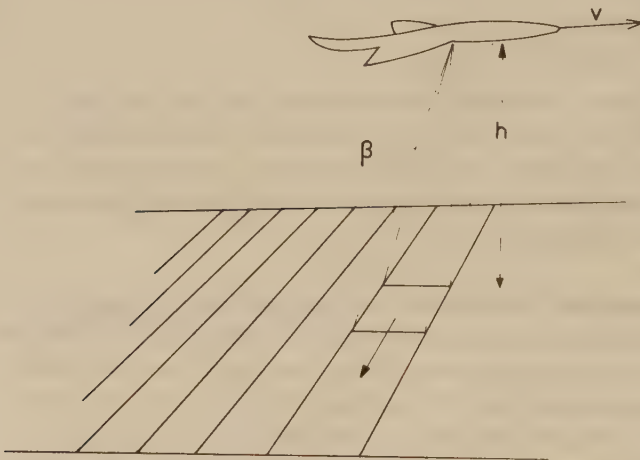
$$E = \frac{h \cdot c}{\lambda}$$

der Wellenlänge umgekehrt proportional. Ein Photon der Wellenlänge 10 μ z.B. besitzt daher eine relativ geringe Energie und kann eine Photoplatte nicht schwärzen. Es sind deshalb andere Geräte nötig, um auch diese energieärmeren Photonen zu erfassen.

Neben thermischen Detektoren werden dazu in jüngster Zeit hauptsächlich Halbleiterdetektoren verwendet, die erheblich schneller und empfindlicher sind. Hier heben auftreffende Photonen Elektronen vom Valenzband ins Leitungsband und vermehren so die Anzahl der Leitungsträger und damit die Leitfähigkeit des Materials. Da die thermische Energie bei normalen Umgebungstemperaturen ebenfalls genügt, um die Elektronen ins Leitungsband zu heben, werden die Detektoren meist mit verflüssigten Gasen, wie z.B. Stickstoff auf 77 $^{\circ}\text{K}$ oder mit Helium auf 4 $^{\circ}\text{K}$ gekühlt.

Diese Detektoren können in Radiometer eingebaut werden und erlauben durch den Vergleich einer bekannten Strahlungsquelle mit der einfallenden Strahlung die Bestimmung der Strahlungstemperatur. In ein Flugzeug montiert liefern sie den Temperaturverlauf entlang einer Linie parallel zur Flugrichtung.

Um ein Bild der Temperaturverteilung auf der Erdoberfläche zu bekommen, verwendet man im Flugzeug eingebaute Line-Scanner (Abb. 2,3).



Linienabtastung senkrecht zur Flugrichtung für multispektrale Scanverfahren (Ultraviolett bis Infrarot)

Abb. 2

Von einem rotierenden Spiegel wird die Erdoberfläche senkrecht zur Flugrichtung streifenförmig abgetastet. Durch ein Spiegelsystem wird das jeweilige Bodenelement auf den Detektor abgebildet, der diese Strahlung in ein elektrisches Signal umwandelt. Dieses wird dann elektronisch verstärkt und auf Magnetband oder über eine Lampe auf Film aufgezeichnet. Durch den Einbau von Strahlungsteilern und Prismen kann man das einfallende Licht in verschiedene Wellenlängenbereiche zerlegen und jeden Bereich für sich messen und aufzeichnen (multispektraler Scanner).

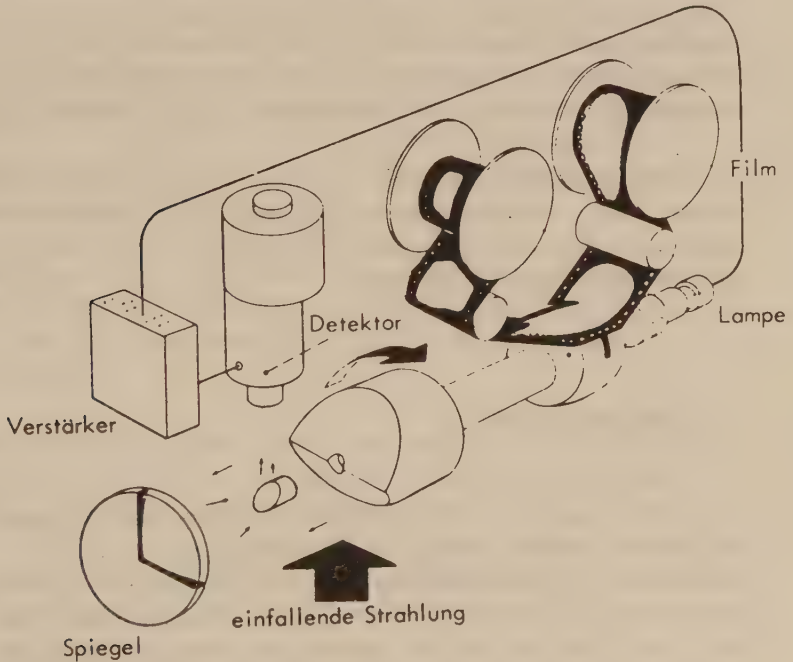


Abb. 3

II. WÄRMEHAUSHALTSGLEICHUNG

Die Oberflächentemperatur eines Körpers wird durch eine Reihe von Faktoren bestimmt, die in der Wärmehaushaltsgleichung

$$Q + V + L + B + A + N = 0$$

zusammengefaßt werden. Q kennzeichnet die Strahlungsbilanz, V den Strom latenter Wärme oder der Verdunstungswärme, L den Strom fühlbarer Wärme, B den Bodenwärmestrom, A den Wärmeaustausch durch Advektion und N Wärmezufuhr durch Niederschläge. Die beiden letzten Faktoren sind nur in Sonderfällen wichtig und werden daher nicht weiter behandelt.

Die Wärmehaushaltsgleichung und ihre Glieder wurden von GEIGER (1961) zusammenfassend dargestellt, so daß hier die Diskussion auf die für geologische Fragen wichtigen Parameter beschränkt werden kann.

1. Strahlungsbilanz Q

Die Strahlungsbilanz setzt sich aus einem kurzwelligen und einem langwelligen Anteil zusammen. Die kurzwellige Einstrahlung wird von der direkten Sonnenstrahlung und der gestreuten Himmelsstrahlung gebildet und stellt die bei weitem wichtigste Energiequelle für alle anderen Prozesse dar. Jahreszeit, Tageszeit, geographische

Lage, Geländeneigung, Exposition und Wetter bestimmen ihre Größe.

Der Einfluß von Geländeneigung und Exposition wird leicht überschätzt. Die Einstrahlungsunterschiede der direkten Sonnenstrahlung werden durch diffuse Himmelsstrahlung und reflektierte Strahlung abgeschwächt (GRÄFE, 1956). Selbst eine senkrechte Nordwand empfängt im Tagesdurchschnitt bei klarem Wetter etwa 30 % der auf eine Horizontalfläche auffallenden Strahlung, bei bedecktem Wetter sogar etwa 50 %.

Nur ein Teil dieser Einstrahlung wird von der Erdoberfläche absorbiert und steht damit für andere Wärme verbrauchende Prozesse zur Verfügung, während der übrige Teil reflektiert wird. Für viele geologisch interessante Oberflächen ist eine Reflexion von 3 bis 40 % des einfallenden Lichtes charakteristisch (GEIGER, 1961).

Als Beispiel zeigt die Abb. 4 die wellenlängenabhängige Änderung des Reflexionsvermögens für trockene und feuchte Böden vier verschiedener Typen aus Nordamerika nach CONDIT (1970).

Daneben ist das Reflexionsvermögen noch von der Korngrößenverteilung (ORLOV, 1966), der Oberflächenstruktur und dem Bodentyp (OBUKHOV & ORLOV, 1963) abhängig.

Abb. 5 zeigt die kurzwellige Absorptionszahl eines Rasens in Abhängigkeit von der Sonnenhöhe (BERZ, 1969).

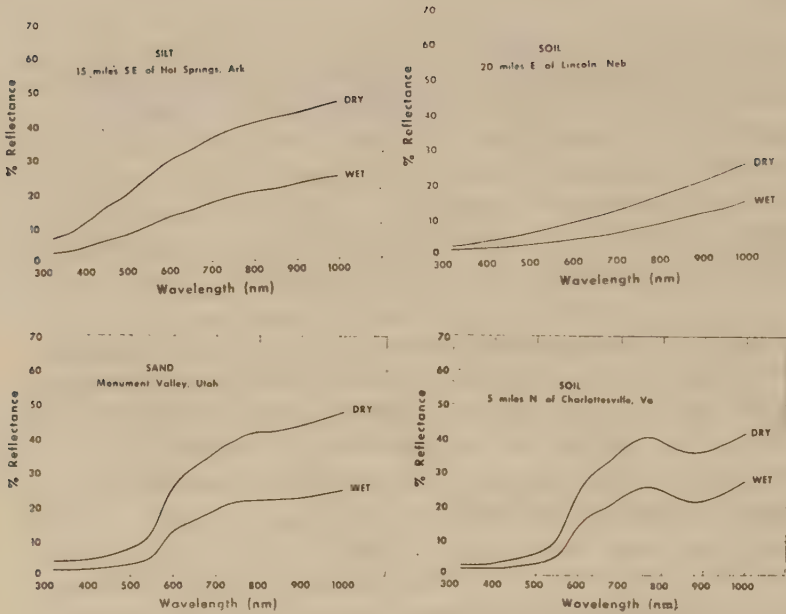


Abb. 4

Insgesamt unterliegt das kurzwellige Reflexionsvermögen eines Bodens starken jahreszeitlichen und tageszeitlichen Schwankungen, deren Erfassung für die Energieumsätze von großer Bedeutung ist. Geeignet dafür sind Farbinfrarotfilme und multispektrale Scanner, die die Strahlung im Bereich von etwa 0,4 bis 1,1 μ messen.

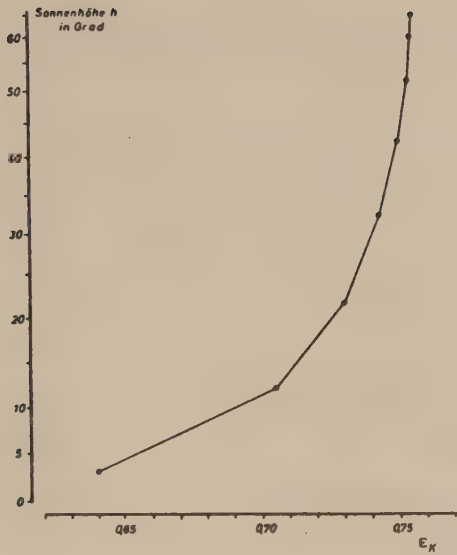


Abb. 5

Die l a n g w e l l i g e Strahlungsbilanz setzt sich aus der Gegenstrahlung G des Himmels, ihrem vom Erdboden reflektiertem Anteil G_r und der Eigenstrahlung $\epsilon k T^4$ der Erdoberfläche zusammen.

In der Tabelle 1 sind einige von BOLLE (1972) nach Literaturangaben zusammengestellte Emissionskoeffizienten ϵ für den Bereich von $8 - 13 \mu$ angegeben. Während Wasser, Eis und Vegetation hohe Emissionskoeffizienten über 0,97 aufweisen, besitzen Gesteine, besonders bei glatter Oberfläche, geringere Werte.

Tab.1

Emissionskoeffizienten ϵ für den Bereich von 8 - 13 μ

Material	ϵ
Quarz (Achat)	0,712
Feldspat	0,870
Granit	0,815
Granit,rauhe Seite	0,898
Obsidian	0,862
Obsidian,rauhe Seite wie gebrochenes Glas	0,837
Basalt	0,904
Basalt,rauhe Seite,glänzend	0,934
Dunit	0,856
Dunit,rauhe Seite	0,892
Silizium-Sandstein,polierte Seite	0,909
Silizium-Sandstein,rauhe Seite	0,935
Dolomit,polierte Seite	0,929
Dolomit,rauhe Seite	0,958
Dolomit-Kies, 0,5 cm große Steine	0,959
Sand,grobkörniger Quarz	0,914
Sand,nasser grobkörniger Quarz	0,936
Sand,feinkörniger Quarz	0,928
fester Gehweg,trocken	0,966
Asphalt-Straßendecke	0,956
Wasser,rein	0,993
Wasser plus dünner Film Erdöl	0,972
Eis	0,98
Vegetation	>0,97

Extrem niedrige Koeffizienten liegen im Bereich der Reststrahlenbanden vor,schmalen Wellenlängenbereichen,in denen die Molekülschwingungen in den Kristallen die gleiche Frequenz wie die entsprechenden Lichtwellen aufweisen. Diese Banden verschieben sich mit zunehmenden Siliziumdioxyd-Gehalt zu kürzeren Wellenlängen und erlauben so durch Erfassung des Emissionsspektrums die Bestimmung von Gesteinen (KILINC & LYON,1969).Eine gleichzeitige Messung der Strahlung in zwei schmalen Kanälen,z.B. mit 8,2 - 10,9 μ und 9,4 - 12,1 μ Wellenlänge,mit einem geeigneten Scanner

und die anschließende Berechnung des Quotienten der Strahlungsenergie in beiden Bereichen erlaubt in günstigen Fällen die flächenhafte Trennung verschiedener Gesteine (VINCENT & THOMSON, 1972).

In Mitteleuropa ist, bedingt durch die starke Vegetationsbedeckung und Bodenbildung, höchstens in ackerbaulich genutzten Gebieten mit Aussagen über den Mineralbestand des Bodens zu rechnen. Im vegetationsfreien Hochgebirge ist eine Gesteinsdifferenzierung möglich, soweit markante mineralogische Unterschiede auftreten.

Diese unterschiedliche Eigenemission bei gleicher Oberflächentemperatur wird durch den reflektierten Anteil der Gegenstrahlung zum Teil ausgeglichen, da der Reflexionskoeffizient $r = 1 - \epsilon$ ist. LORENZ (1964, 1965) berechnete für einige Wetterlagen mit typischen Gegenstrahlungswerten die Differenz zwischen wahrer Oberflächentemperatur und Strahlungstemperatur für 4 und 10 μ Wellenlänge. Bei klarem Himmel verursacht eine Abnahme des Emissionskoeffizienten um 1 % eine Verminderung der Strahlungstemperatur um etwa $1/2^\circ\text{C}$ bei 10 μ , so daß bei einem Emissionskoeffizienten von 0,9 die Strahlungstemperatur um etwa 5°C unter der wahren Oberflächentemperatur liegt. Bei bedecktem Wetter ist der Unterschied geringer. Er kann unter günstigen Bedingungen, besonders bei 4 μ Wellenlänge, sogar unter 1°C liegen. Günstige Werte sind bei Messungen des gesamten Bereiches zwischen 8 und 13 μ zu erwarten, da hier der Anteil der Gegenstrahlung stärker wird.

In der Regel kann man daher bei bedecktem Wetter davon ausgehen, daß die Strahlungstemperaturunterschiede reellen Bodentemperaturunterschieden entsprechen. In Sonderfällen kann diese Vereinfachung allerdings zu erheblichen Fehlinterpretationen führen (siehe Kapitel C III).

Der Gesamtbetrag der von der Erdoberfläche ausgehenden langwelligen Strahlung, also die Summe aus Eigenstrahlung und reflektierter Gegenstrahlung, ist die Meßgröße, die in einem bestimmten Wellenlängenbereich mit dem Radiometer oder einem thermalen Scanner erfaßt wird und Rückschlüsse auf die Oberflächentemperaturen erlaubt.

2. Fühlbare Wärme L

Diese Komponente der Wärmehaushaltsgleichung wird durch die Wärmeübergangszahl α_L und den Temperaturunterschied zwischen Oberfläche und Luft bestimmt, wie die Formel zeigt:

$$L = - \alpha_L (T_O - T_L)$$

α_L = Wärmeübergangszahl
 T_O = Oberflächentemperatur
 T_L = Lufttemperatur

Die Wärmeübergangszahl ist von der Windgeschwindigkeit und dem Rauigkeitsparameter der Oberfläche abhängig. Da geologische Faktoren den Strom fühlbarer Wärme nur indirekt über die Bodenoberflächentemperatur beeinflussen, wird auf eine ins einzelne gehende Behandlung hier verzichtet.

Seine zum Teil starken zeitlichen und örtlichen Schwankungen erschweren die Auswertung von Infrarotaufnahmen sehr, so daß ein möglichst geringer und gleichmäßiger Strom an fühlbarer Wärme anzustreben ist.

3. Latente Wärme V

Der Strom latenter Wärme oder der Verdunstungswärme ist nach der Strahlungsbilanz das wichtigste Glied der Wärmehaushaltsgleichung. Über die Hälfte des Strahlungsgewinns wird für sie verbraucht.

Die p o t e n t i e l l e Verdunstung kann man nach HOFMANN (1955, 1956) nach den beiden bedeutendsten Energielieferanten in einen Strahlungsanteil V_S und einen Ventilations-Feuchte-Anteil V_V aufteilen.

$$V = V_S + V_V = -r_w \omega_s (Q + B) - \frac{r_w \omega_v}{E} \alpha_L (E - e)$$

r_w ist die Verdampfungswärme des Wassers, Q die Strahlungsbilanz, B der Bodenwärmestrom, α_L die Wärmeübergangszahl, e der Dampfdruck und E der Sättigungsdampfdruck der Luft, ω_s und ω_v von der Lufttemperatur abhängige Koeffizienten.

Abb. 6 zeigt nach HOFMANN die sich aus dieser Formel ergebenden Verdunstungswerte für eine Lufttemperatur von 5 °C (oberer Teil) und 25 °C (unterer Teil der Abb. 6). Auf der Abszisse ist die Wärmeübergangszahl α_L und zur Veranschaulichung der Verhältnisse die in 2 m Höhe über einer Wiese gemessene Windgeschwindigkeit dargestellt, die etwa dieser Wärmeübergangszahl zuzuordnen ist. Punktierte Linien entsprechen einer Luftfeuchtigkeit von 100 %, gestrichelte von 60 % und ausgezogene von 30 %. Die eingesetzten Zahlen kennzeichnen die Summe aus Strahlungsbilanz Q und Bodenwärmestrom B in $\text{cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$.

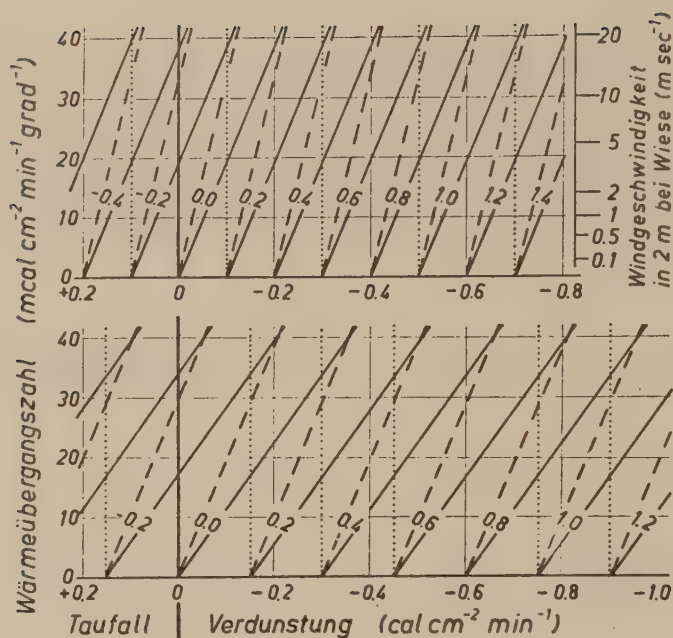


Abb. 6

Abb. 6 zeigt deutlich den starken Einfluß, den Strahlungsbilanz und Bodenwärmestrom auf die Größe der Verdunstung ausüben. Auch bei feuchtigkeitsgesättigter Luft (punktirierte Linien) können sie eine erhebliche Verdunstungsrate verursachen. Daneben tritt der Einfluß des Ventilations-Feuchte-Anteils, der durch die Luftfeuchtigkeit und Wärmeübergangszahl bestimmt wird, zurück. Aber auch die Lufttemperatur be-

stimmt entscheidend die Höhe der Verdunstung, wie der Vergleich der oberen Hälfte der Abb. 6 (5°C Lufttemperatur) mit der unteren Hälfte (25°C) deutlich zeigt.

Für Wärmebilanzfragen von Bodenoberflächen ist der Betrag der *e f f e k t i v e n* Verdunstung wichtig. Neben den oben gezeigten Faktoren ist sie hauptsächlich von der zur Verfügung stehenden Wassermenge abhängig.

Bei einem nicht wassergesättigten Boden erfolgt die Evaporation mit etwa gleichbleibender Stärke, bis der Permanente Welkepunkt erreicht ist (VEIHMEYER, 1964). Dann sinkt der relative Dampfdruck in den Kapillaren sehr rasch ab (SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL, 1970), so daß zur weiteren Austrocknung eine stark ansteigende Energiemenge nötig wird. Außerdem verringert sich mit abnehmendem Wassergehalt die Wasserleitfähigkeit erheblich, da sich das Wasser nur noch in den kleinen Kapillaren befindet. Daher kommt die Evaporation praktisch zum Stillstand, sobald die oberste Schicht, bei Sand etwa 20 cm und bei Ton etwa 10 cm mächtig, bis zum Permanenten Welkepunkt ausgetrocknet ist.

VEIHMEYER fand z.B. in einem natürlichen, pflanzenfreien Boden nach einem Sommer mit vernachlässigbaren Niederschlägen in den obersten 30 cm Bodenfeuchtigkeiten über dem Permanenten Welkepunkt, während der Wasserverlust in den tieferen Teilen unbedeutend war. In einem benachbarten pflanzenbedeckten Boden dagegen war schon Anfang Juli der gesamte Boden bis zum Permanenten Welkepunkt ausgetrocknet.

Steht der Boden mit dem Grundwasser in Verbindung, so wird durch das kapillare Aufsteigen des Wassers eine starke Austrocknung der Bodenoberfläche verhindert. Die Evaporation ist bei einem Grundwasserspiegel bis etwa 30 cm unter der Oberfläche mit der Transpiration einer Pflanzendecke vergleichbar. Der quantitative Einfluß der Wasserspiegeltiefe ist umstritten.

Die starke Abhängigkeit der Verdunstung eines pflanzenfreien Bodens von der Durchfeuchtung der obersten Schichten läßt die Verdunstung zu einem wichtigen Hilfsmittel bei der Deutung von Thermalaufnahmen für hydrogeologische Probleme werden.

Für andere Anwendungen stört die Verdunstung sehr, da sie von den augenblicklichen Verhältnissen in der Atmosphäre abhängt, damit starken Schwankungen unterliegt und auch nur sehr schwierig quantitativ zu erfassen ist.

4. Bodenwärmestrom B

Der Bodenwärmestrom ist das für geologische Fragen interessanteste Glied der Wärmehaushaltsgleichung. Seine Größe wird außer von den übrigen Komponenten der Wärmehaushaltsgleichung von den thermischen Eigenschaften des Bodens bestimmt. Diese sind in der Tabelle 2 für die wichtigsten Bodenbestandteile bei 20 °C und 1 atm Druck nach VAN WIJK & DE VRIES (1963) und DE VRIES (1963) zusammengestellt.

Tab. 2

Thermische Eigenschaften der Bodenbestandteile

Material	Volumen- wärme C $\frac{\text{cal}}{\text{cm}^3 \text{ } ^\circ\text{C}}$	Wärmeleit- fähigkeit λ $\frac{10^{-3} \text{ cal}}{\text{cm sec } ^\circ\text{C}}$	Temperatur- leitfähigkeit a $\frac{10^{-3} \text{ cm}^2}{\text{sec}}$
Quarz	0,46	20	43
Bodenminerale (Mit- telwert)	0,46	7	15
Organisches Material (Mittelwert)	0,46	0,6	1,0
Wasser	1,0	1,42	1,42
Luft	0,000 29	0,062	0,21
Eis (0 $^\circ\text{C}$)	0,45	5,2	11,5

Die thermischen Eigenschaften der natürlichen Böden und Gesteine werden davon bestimmt, welchen Volumenanteil die einzelnen Komponenten im Boden einnehmen. Das bedeutet aber, daß neben den festen Bodensubstanzen die Zahl und Größe der Poren und ihr Inhalt einen entscheidenden Einfluß auf das thermische Verhalten des Bodens ausüben. Diese Beziehungen werden in den nächsten Kapiteln im einzelnen dargestellt. Dabei werden alle Porositäts- und Wassergehaltsangaben in Volumenprozent gegeben. Die Modellrechnungen wurden mit den oben genannten Werten durchgeführt.

a. Volumenwärme

Die Volumenwärme C oder Wärmekapazität (volume heat capacity) zeigt besonders einfache Beziehungen zum Anteil der einzelnen BodenkompONENTEN. Sie läßt sich additiv aus dem

Volumenanteil x und der Volumenwärme C der einzelnen Bodenbestandteile nach folgender Formel berechnen:

$$C = x_m C_m + x_o C_o + x_w C_w + x_a C_a$$

Die Indices beziehen sich dabei auf den Mineralanteil, die organische Substanz, den Wasser- und den Luftgehalt. Setzt man nach DE VRIES (1963) die oben angegebenen Durchschnittswerte ein und vernachlässigt wegen seiner geringen Größe den Ausdruck $x_a C_a$ für die Luft, so ergibt sich folgende vereinfachte Gleichung:

$$C = 0,46 x_m + 0,60 x_o + x_w \text{ cal/cm}^3 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Abb. 7 zeigt die sich daraus ergebenden Beziehungen zwischen Volumenwärme C , Gesamtporenvolumen und Wassergehalt für einen Boden ohne organische Substanz. Häufig vorkommende Bereiche der Bodenfeuchtigkeit und des Porenvolumens sind für Sand- und Tonböden durch Schraffuren markiert.

Sie zeigt, daß mit zunehmendem Porenvolumen die Volumenwärme bei luftgefüllten Poren stark sinkt, bei wassergefüllten Poren ansteigt und sich damit der Schwankungsbereich in Abhängigkeit von der Bodenfeuchtigkeit sehr rasch ausdehnt. Bei einem Porenvolumen von 10 % z.B. schwankt die Volumenwärme nur um $\pm 0,05 \text{ cal/cm}^3 \text{ } ^\circ\text{C}$, bei 40 % schon um $\pm 0,2 \text{ cal/cm}^3 \text{ } ^\circ\text{C}$ oder um $\pm 43,5 \%$ des Mittelwertes.

Auf Sandböden sind in der Regel geringere Volumenwärmen zu erwarten als auf den feuchteren Tonböden. Allerdings erlaubt die Volumenwärme allein keine Rückschlüsse auf die Bodenfeuchtigkeit, sondern das gesamte Porenvolumen muß unbedingt mit berücksichtigt werden, wie Abb. 7 zeigt.

Volumenwärme C

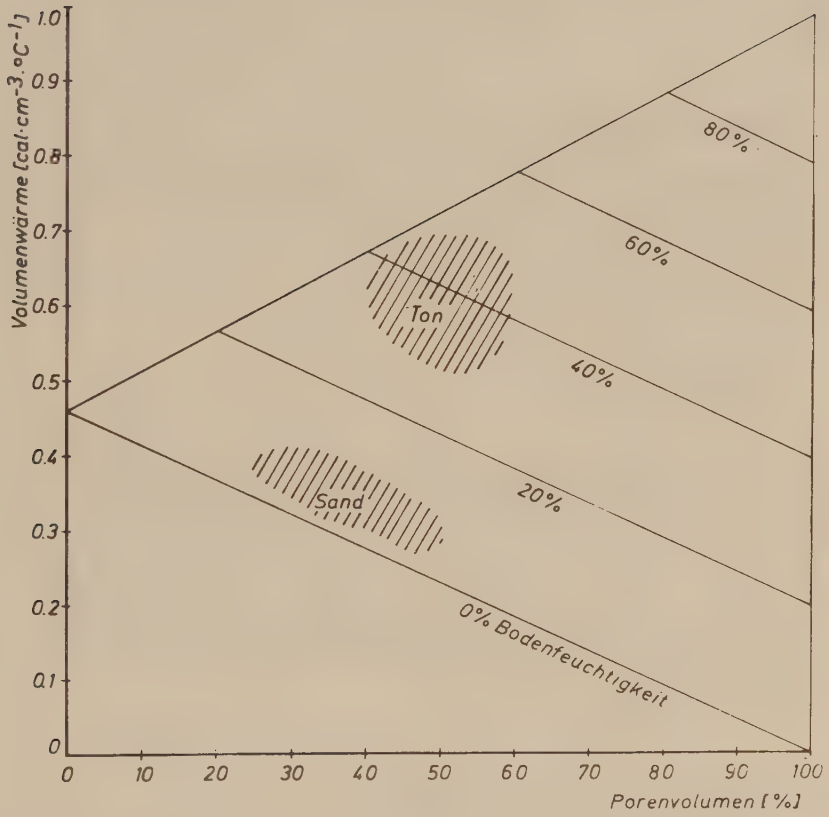


Abb. 7

Organische Böden besitzen eine entsprechende Abhängigkeit. Wegen der extrem hohen Porenvolumen z.B. bei Torf, sind auch sehr unterschiedliche Werte für die Volumenwärme möglich.

b. Wärmeleitfähigkeit

Die Wärmeleitfähigkeit λ (thermal conductivity) der Gesteine und Böden hängt von folgenden Faktoren ab:

1. Porosität und Verfestigungsgrad
2. Bodenfeuchtigkeit
3. Mineralbestand
4. Temperatur
5. Korngrößenverteilung, Kornform

Die große Zahl der Veränderlichen ergibt eine außerordentlich große Schwankungsbreite der Wärmeleitfähigkeit von etwa 10^{-4} cal/cm sec $^{\circ}\text{C}$ für einen trockenen Torf bis zu $2 \cdot 10^{-2}$ cal/cm sec $^{\circ}\text{C}$ für einen dichten Quarzit oder Sandstein. Dabei zeigen die einzelnen Faktoren meist eine recht eindeutige Beziehung zur Wärmeleitfähigkeit, die aber durch die mögliche Kombination mehrerer Faktoren nur schwer auszuwerten sind.

ba. Porosität und Verfestigungsgrad

Abb. 8 stellt nach WOODSIDE & MESSMER (1961 a,b) die Beziehungen zwischen der Wärmeleitfähigkeit und dem Porenvolumen dar, wie sie von ihm an Sandsteinproben verschiedener Porosität gemessen wurden. Die obere Kurve gilt für

Wärmeleitfähigkeit λ

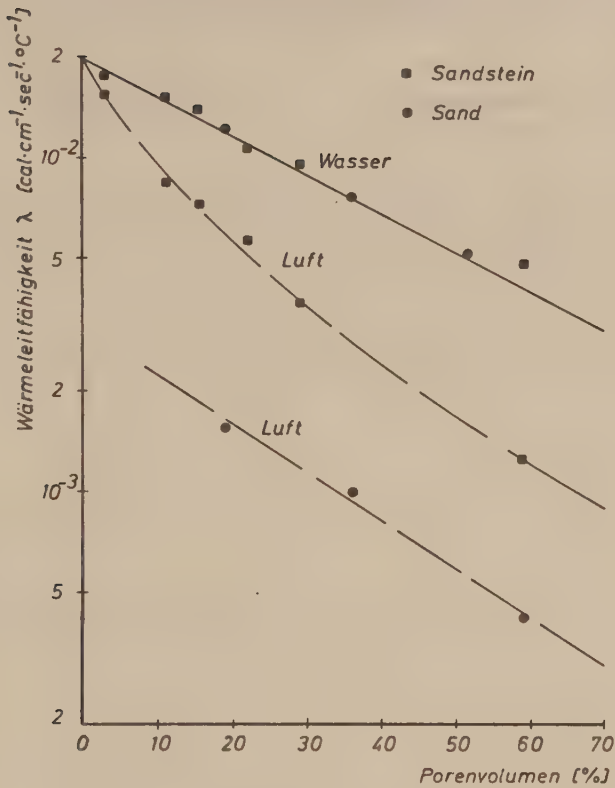


Abb. 8

eine Füllung des Porenraumes mit Wasser, die beiden unteren mit Luft. Zusätzlich sind durch Kreise die entsprechenden Werte für einen unverfestigten Sand eingezeichnet. Es zeigt sich folgendes:

1. Eine Zunahme der Porosität verursacht einen starken Rückgang der Wärmeleitfähigkeit. Bei 20 % Porenvolumen ist sie auf etwa die Hälfte der Wärmeleitfähigkeit der Festsubstanz zurückgegangen, bei etwa 60 % Porenvolumen auf ein Viertel, wenn die Poren vollkommen mit Wasser gefüllt sind.
2. Sind die Poren des Festgesteins luftgefüllt, erfolgt der Rückgang noch schneller. Schon bei einem Porenvolumen von 10 % ist die Wärmeleitfähigkeit auf die Hälfte und bei 25 % Porosität auf ein Viertel zurückgegangen.
3. Wenn die Poren wassergefüllt sind, ist es unbedeutend, ob es sich um einen lockeren Sand oder um einen verfestigten Sandstein handelt. Sind dagegen die Poren mit Luft gefüllt, dann liegen im Sand bei gleichen Porositäten die Wärmeleitfähigkeiten erheblich niedriger als im Sandstein und zeigen eine geringere Abhängigkeit vom Porenvolumen.

Im Sandstein sind die einzelnen Körner miteinander verbacken, so daß über diese Brücken selbst bei hohen Porositäten eine gute Wärmeleitung möglich ist. Beim Sand dagegen liegen auch bei niedrigem Porenvolumen die einzelnen Körner isoliert nebeneinander. Jede Wärmeleitung muß also über die Kontaktpunkte zwischen den Körnern erfolgen. Die Messungen von WOODSIDE & MESSMER (1961 a) zeigen außerdem, daß die Wärmeleitung der Luft hauptsächlich auf eine Ringzone um die Kontaktstellen zwischen zwei Körnern beschränkt ist, die einen Radius von etwa $1/7$ des Kornradius besitzt.

Nach WOODSIDE & MESSMER stimmen die Versuchsergebnisse für den Sand recht gut mit den berechneten Werten überein, die

nach der folgenden von DE VRIES (1952) entwickelten Formel bestimmt wurden:

$$\lambda = \frac{\phi \lambda_f + (1-\phi) F \lambda_s}{\phi + (1-\phi) F}$$

λ_f und λ_s sind die Wärmeleitfähigkeiten des Poreninhalts bzw. der Festsubstanz, ϕ die Porosität. F ist von der Form der Sandkörner und dem Verhältnis λ_f/λ_s abhängig.

Die Wärmeleitfähigkeit der Sandsteine dagegen entsprach besser dem gewichteten geometrischen Mittel der Wärmeleitfähigkeiten der fluiden und der festen Phase:

$$\lambda = \lambda_f^\phi \lambda_s^{1-\phi}$$

Bei einem λ_s/λ_f Verhältnis, das kleiner als etwa 20 ist, sind die Unterschiede zwischen beiden Formeln relativ gering, so daß auch die Rechnung fast gleiche Werte für einen wassergesättigten Sand und einen wassergesättigten Sandstein gleicher Porosität liefert.

bb. Bodenfeuchtigkeit

Die Ergebnisse von WOODSIDE & MESSMER zeigen deutlich, daß der Poreninhalt einen erheblichen Einfluß auf das thermische Verhalten ausübt. DE VRIES (1952) untersuchte die Abhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit von der Bodenfeuchtigkeit und der Temperatur und kam zu folgendem in der Abb. 9 gezeigten für einen Sand typischen Ergebnis.

Wärmeleitfähigkeit λ

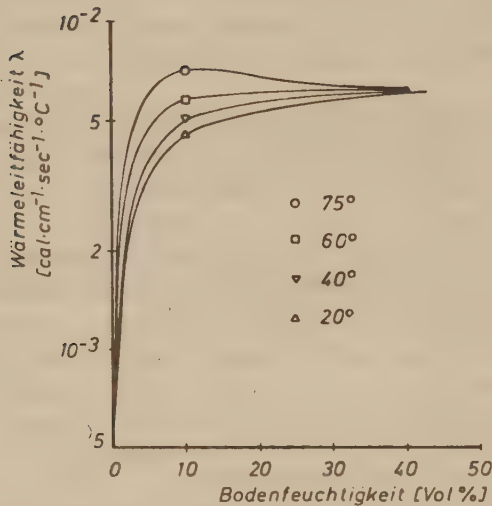


Abb. 9

Die Wärmeleitfähigkeit eines trockenen Bodens wird durch eine geringe Durchfeuchtung sehr stark angehoben, um dann ab etwa 10 % Bodenfeuchtigkeit nur noch verhältnismäßig langsam anzusteigen. Die Erklärung dafür ist unter Einbeziehung der Untersuchungen von WOODSIDE & MESSMER einfach. Geringe Wassermengen sammeln sich um die Kontaktpunkte zwischen den einzelnen Körnern, also in dem Bereich, in dem auch bei einer Luftfüllung der größte Teil der Wärmeleitung erfolgt. Durch die etwa 25-fache Wärmeleitfähigkeit des Wassers gegenüber der Luft steigt die Leitfähigkeit des Sandes stark an. Eine weitere Wasserfüllung der Poren ver-

bessert die Wärmeleitfähigkeit nur noch wenig, da sie nur in den für die Wärmeleitung weniger wichtigen Teilen der Poren die Luft verdrängt.

Das starke Ansteigen der Wärmeleitfähigkeit bei mittleren Bodenfeuchtigkeiten mit der Temperatur ist nach DE VRIES (1952) auf die Zunahme der scheinbaren Leitfähigkeit der Luft durch Dampftransport zurückzuführen. Bei wassergesättigter Luft z.B. ist bei 59 °C die scheinbare Wärmeleitfähigkeit der Luft genauso groß wie die Wärmeleitfähigkeit des Wassers. Daher ändert sich bei der Kurve mit 60 °C ab etwa 8 % Wassergehalt die Leitfähigkeit kaum und erlaubt damit auch keine Rückschlüsse auf die Bodenfeuchtigkeit.

Berücksichtigt man außerdem noch verschiedene Bodenarten und Gesamtporositäten, so ergibt sich ein viel komplexeres Bild, wie Abb. 10 zeigt. Hier sind die von DE VRIES (1963) für einen Sand, einen Ton und einen Torf durch Versuche bestimmten Werte dargestellt. Sie stimmen recht gut mit den von ihm errechneten Ergebnissen überein.

Jede Bodenart zeigt einen der Abb. 9 entsprechenden Anstieg. Aber die unterschiedliche Gesamtporosität, in der Abb. 10 durch die Zahlen bei den einzelnen Punkten angegeben, modifiziert das Bild erheblich. Bei dem Ton z.B. liegen die Wärmeleitfähigkeiten bei einer Bodenfeuchtigkeit von etwa 28 % zwischen $2,2 \times 10^{-3}$ und $3,9 \times 10^{-3}$ cal/cm sec °C bei einem Gesamtporenvolumen zwischen 48 und 33 %. Bei einem gleichbleibenden Porenvolumen von 42 % entspricht dieser Leitfähigkeitsbereich aber einer Schwankung der Bodenfeuchtigkeit zwischen etwa 17 und 45 %. Die

Wärmeleitfähigkeit λ

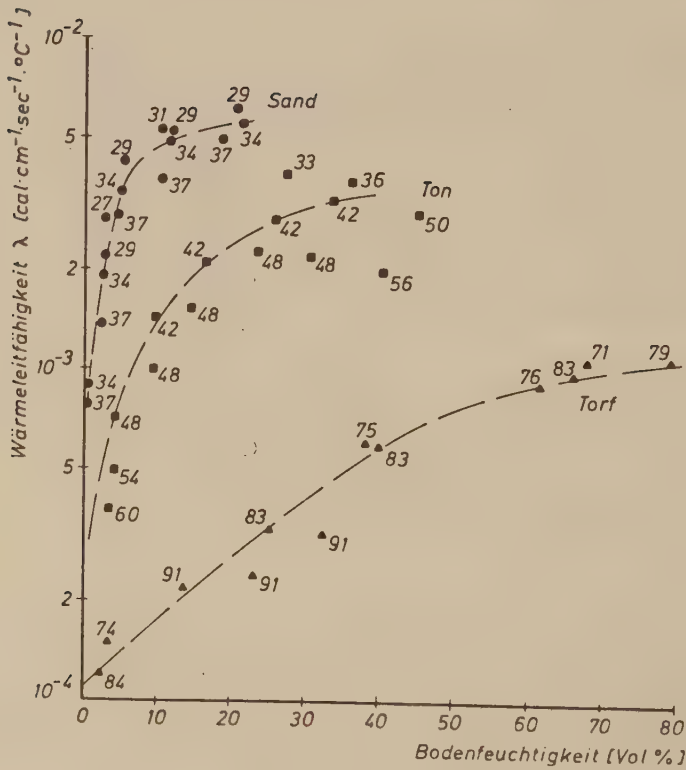


Abb. 10

strenge Relation zwischen Wassergehalt und Wärmeleitfähigkeit besteht also nur für einen einheitlichen Bodentyp mit gleichbleibender Porosität.

Da in den Böden oft Bodenfeuchtigkeiten zwischen der Feldkapazität und dem Permanenten Welkepunkt vorliegen, werden die Anwendungsmöglichkeiten weiter eingeschränkt. Nach SCHEFFER - SCHACHTSCHABEL (1970) liegt z.B. für einen Ton die Feldkapazität bei etwa 50 % Wassergehalt und der Permanente Welkepunkt bei etwa 30 %. Für einen Sandboden sind die entsprechenden Werte 10 und 3 %. Ein Vergleich dieser Angaben mit der Abb. 10 zeigt, daß sowohl für einen Sandboden wie für einen Tonboden die Wärmeleitfähigkeiten bei Bodenfeuchtigkeiten zwischen Feldkapazität und Permanenten Welkepunkt zwischen etwa $1,8$ und $5,5 \times 10^{-3}$ cal/cm sec °C liegen.

Die Meßergebnisse für den Torf sind erheblich kleiner, da schon die Wärmeleitfähigkeit der organischen Substanz mit 6×10^{-4} cal/cm sec °C zwischen den Werten für Wasser und Luft liegt. Auch der außerordentlich hohe Porenanteil sorgt dafür, daß hier hauptsächlich die Leitfähigkeit der Porenfüllung entscheidend ist. Damit erklärt sich auch z.T. das stark abweichende Verhalten von Torfen und Mooren gegenüber Mineralböden.

bc. Mineralbestand

Tabelle 2 und Abb. 10 zeigen, daß auch die Bodenart und damit der Mineralbestand die thermischen Eigenschaften beeinflussen. In der Abb. 11 sind die Wärmeleitfähigkeiten verschiedener Sedimente mit einem Porenvolumen zwischen 36 und 38 % in Abhängigkeit von der Wärmeleitfähigkeit der Festschubstanz nach Versuchsergebnissen von WOODSIDE & MESSMER (1961 a), DE VRIES (1963) und nach eigenen Berech-

Wärmeleitfähigkeit eines Sediments mit 36-38% Porenvolumen ($\text{cal} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$)

Ziffern kennzeichnen abweichende Porenvolumen

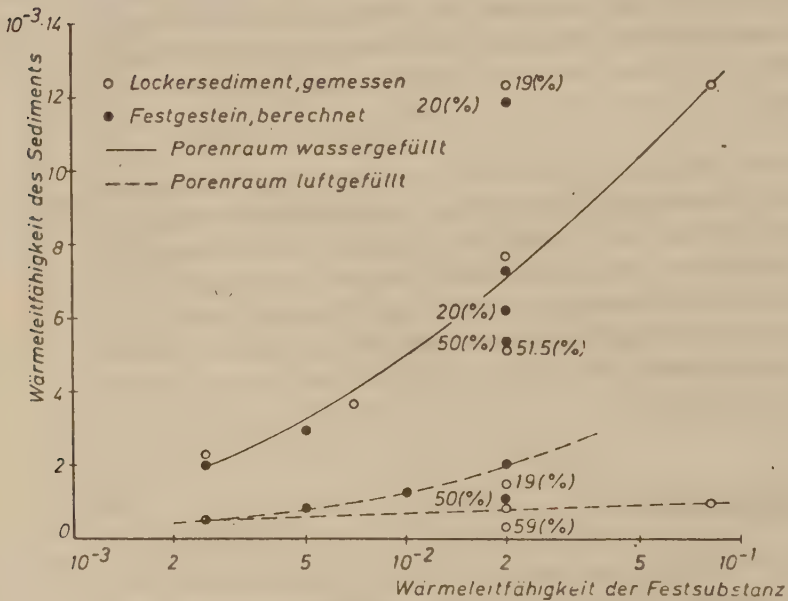


Abb. 11

nungen aufgetragen. Der Porenraum ist mit Luft (gestrichelt) oder Wasser gefüllt. Zusätzlich sind noch die Werte für eine Bleikugelschüttung ($\lambda_s = 82 \times 10^{-3} \text{ cal/cm sec } ^\circ\text{C}$) und eine Glasperlenschüttung ($\lambda_s = 2,5 \times 10^{-3} \text{ cal/cm sec } ^\circ\text{C}$)

eingetragen. Zur Veranschaulichung der Verhältnisse sind außerdem die Daten für Sande und Sandsteine verschiedener Porosität aus Abb. 8 dargestellt.

Im luftgefüllten Sediment ist demnach die Wärmeleitfähigkeit kaum von der Leitfähigkeit der festen Bodensubstanz abhängig. Das bedeutet aber, daß besonders bei trockenen Lockersedimenten das thermische Verhalten keine Rückschlüsse auf den Chemismus oder den Mineralbestand erlaubt. Im mit Wasser gefüllten Sediment sind auf den ersten Blick die Verhältnisse etwas günstiger. Ein Vergleich mit der durch die Porosität verursachten Schwankungsbreite zeigt aber auch hier, daß Aussagen über den Mineralbestand nur sehr unsicher sein können. Dabei muß man auch berücksichtigen, daß oft Zwischenwerte durch die teilweise Füllung der Poren mit Wasser vorliegen werden.

c. Zusammenwirken der Faktoren

In Abb. 12 sind die drei für den Wärmehaushalt wichtigsten Faktorengruppen, nämlich Farbe und Mineralbestand, Porosität, Korngrößenverteilung und Verfestigungsgrad und die Bodenfeuchtigkeit, dargestellt. Die Stärke der Verbindungslinien kennzeichnet die Einflußmöglichkeiten der verschiedenen Parameter auf den Bodenwärmestrom und die übrigen Komponenten der Wärmehaushaltsgleichung.

Wichtig ist vor allem, daß die langwellige Strahlungsbilanz, von der bei Strahlungstemperaturmessungen nur ein Teilglied erfaßt wird, von den thermischen Eigenschaften des Bodens nur über Umwege beeinflusst wird.

*Einfluß geologischer Faktoren auf die
Wärmehaushaltsgleichung*

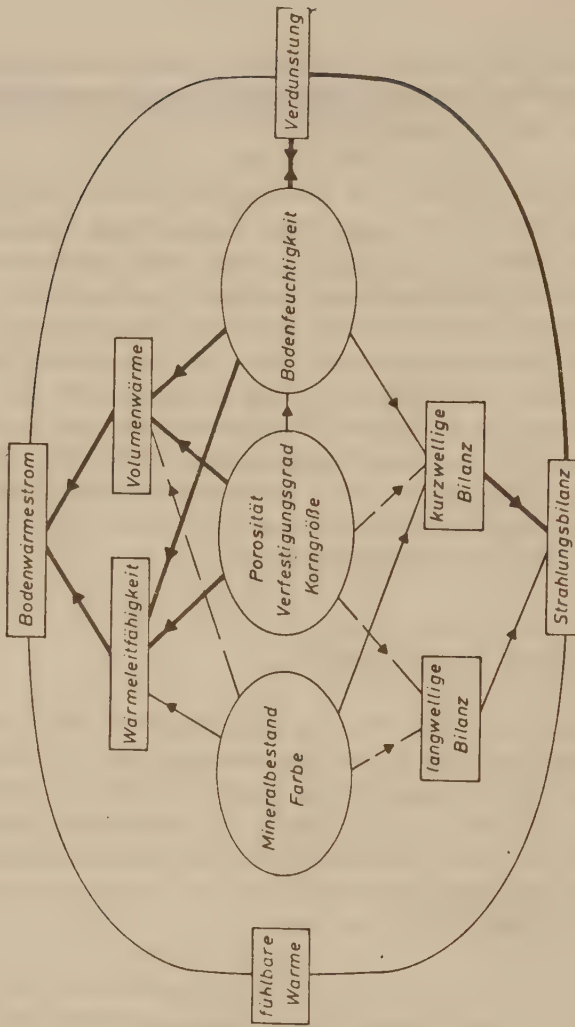


Abb. 12

III. EINFLUSS DER VEGETATION

In Mitteleuropa ist die Erdoberfläche meist mit einer mehr oder weniger dichten Vegetationsdecke überzogen. Dadurch werden sämtliche Austauschvorgänge erheblich komplizierter, da nun nicht mehr nur physikalische Gesetze herrschen, sondern die Pflanzen die Möglichkeit besitzen, durch physiologische Vorgänge ihren Wasser- und Wärmehaushalt in gewissen Grenzen zu beeinflussen. Dabei werden praktisch alle Ströme der Wärmehaushaltsgleichung verändert, so daß Rückschlüsse auf den Boden außerordentlich erschwert werden.

1. Eine Pflanzendecke vergrößert die für alle Austauschvorgänge zur Verfügung stehende Oberfläche erheblich. Bei einem Rasen z.B. beträgt die Oberfläche etwa das 30- bis 40-fache einer unbewachsenen Fläche.
2. Das Reflexionsvermögen unterliegt jahreszeitlichen Schwankungen, die durch die Vegetationsentwicklung bestimmt werden (siehe z.B. OLSON, 1969).
3. Pflanzen können durch die verschiedene Stellung der Chloroplasten die Durchlässigkeit für kurzwellige Strahlung kurzfristig erheblich verändern (SCHANDERL & KAEMPFFERT, 1933, HUBER, 1936). Dadurch und durch verschiedene Blattstellungen ändert sich die von der Pflanze aufgenommene Energiemenge.
4. Die Wärmeübergangszahl α wird entscheidend von Blattform und Blattgröße beeinflusst (RASCHKE, 1956). Sie sinkt z.B. bei einer Windgeschwindigkeit von 1 m/sec und einer Zunahme der Blattbreite von 0,5 auf 5 cm von 0,1 auf 0,05 cal/cm² min °C. Dadurch sind tagsüber kleinere Blätter, z.B. Tannennadeln, unter sonst gleichen

Bedingungen in der Regel kälter als größere Blätter. RASCHKE berechnete für eine Lufttemperatur von 22 °C und 61 % Luftfeuchtigkeit die Blattübertemperatur t gegenüber der Luft und die durch Verdunstung bewirkte Abkühlung v für verschiedene Strahlungsbilanzwerte und Wärmeübergangszahlen α . Seine Ergebnisse sind in Tabelle 3 zusammengefaßt, um die Größenordnung dieses Einflusses zu veranschaulichen.

Tab. 3

Übertemperatur t und Transpirationskühlung v in °C in
Abhängigkeit von Strahlungsbilanz und Wärmeübergangszahl

Strahlungsbilanz		Wärmeübergangszahl α				
$\frac{\text{cal}}{2 \text{ cm}^2 \text{ min}}$		$\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \text{ min } ^\circ\text{C}}$				
		0,01	0,02	0,05	0,10	0,25
0,60	t	15,9	9,9	4,4	2,2	0,7
	v	-1,3	-1,0	-0,8	-0,6	-0,5
0,30	t	7,9	4,8	2,0	0,9	0,1
	v	-0,7	-0,7	-0,6	-0,5	-0,5
0,15	t	3,9	2,2	0,8	0,2	0,1
	v	-0,4	-0,5	-0,5	-0,5	-0,6
0,00	t	-0,2	-0,3	-0,4	-0,4	-0,4
	v	-0,2	-0,3	-0,4	-0,4	-0,4

5. Über die Wärmeübergangszahl ist somit auch die Verdunstung von Blattform und Größe abhängig, wie Tabelle 3 zeigt. Durch Schließen der Stomata kann die Pflanze die Verdunstung in geringem Maße beeinflussen. Daneben schwankt die Transpiration infolge der unterschiedlichen Pflanzenentwicklung im Laufe des Jahres sehr.

6. Die Pflanzentranspiration erhöht die gesamte Verdunstung erheblich, obwohl besonders bei dichten Beständen die Evaporation zurückgeht (FILZER, 1939).
7. Bei einer Austrocknung der obersten Bodenschichten kann sich die Pflanze aus den tieferen Horizonten noch ausreichend mit Wasser versorgen, bis diese bis zum Permanents Welkepunkt entwässert sind. Erst dann sinkt die Transpiration rapide.
8. Auf Grund ihrer geringen Masse haben Blätter eine sehr niedrige Wärmekapazität. Jede noch so geringe Schwankung der Austauschvorgänge durch Windgeschwindigkeitsänderungen, rasch ziehende Wolken und ähnliches bewirkt eine sofortige Änderung der Blattemperatur, die bis zu einigen Grad in der Minute betragen kann (HUBER, 1935).
9. Durch die abschirmende Wirkung der Vegetation gelangt nur ein geringer Bruchteil der Strahlung bis zur Bodenoberfläche und kann dann den Boden erwärmen. Zum anderen schützt sie den Boden vor nächtlicher Ausstrahlung, so daß sich unter einer Vegetation erheblich geringere Bodentemperaturschwankungen ergeben wie bei einer nackten Bodenoberfläche. Die Pflanzenoberfläche wirkt hier als äußere tätige Oberfläche.
10. Strahlungstemperaturmessungen erfassen bei Pflanzenbeständen nicht die Temperatur in einer bestimmten Höhe, sondern integrieren über die Oberflächentemperaturen, die sich in den verschiedenen Höhen des Bestandes herausgebildet haben. Beim Rasen entspricht diese Temperatur etwa der Oberfläche des dichten Grasfilzes (BERZ, 1967).
11. Meßrichtung und Meßwinkel zur Sonne beeinflussen die gemessene Strahlungstemperatur erheblich. LORENZ (1967) beobachtete z.B. Temperaturunterschiede bis zu 2 °C

- bei klarem Spätsommerwetter zwischen senkrecht und unter einem Winkel von 45° durchgeführten Messungen.
12. Durch landwirtschaftliche Nutzung wird Art und Höhe der Vegetation in kurzen Zeiträumen stark geändert. Dadurch sind Vergleiche von Aufnahmen, die zu verschiedenen Jahreszeiten durchgeführt wurden, außerordentlich erschwert und in vielen Fällen für geologische Fragen ohne sichere Ergebnisse.

Abb. 13 zeigt als Beispiel die Beziehungen der Bodenoberflächentemperaturen, wie sie an einem heiteren Sommertag auf zwei unmittelbar benachbarten Wiesen mit etwa 50 cm hohem Gras bzw. gemähtem Gras gemessen wurden. Die Zahlen kennzeichnen die Meßzeit. In den frühen Morgenstunden sind die Bodentemperaturen unter beiden Beständen fast gleich. Im Laufe des Tages steigen sie unter der kurzen Grasbedeckung erheblich rascher an, so daß sie gegen Mittag auf der gemähten Wiese um etwa 6°C höher liegen wie auf der ungemähten Wiese. Die verschiedenen Meßwerte lassen sich durch eine Gerade gut annähern. Am Vormittag liegen die Temperaturen unter dem hohen Gras etwas niedriger, am Nachmittag etwas höher als es dieser Ausgleichsgeraden entspricht.

In Abb. 14 ist nach TAJCHMAN (1967) der Tagesverlauf des Bodenwärmestromes unter verschiedenen Beständen dargestellt. Hohe Bodenwärmeströme treten nur bei unbewachsenem Boden (Kartoffelfeld, 22.5.1965) oder verhältnismäßig niedriger Vegetation (Luzernefeld, 16.8.1965 15 cm Bestandeshöhe) auf. Auf dem Diagramm für den Wald ist gestrichelt der Gesamtwärmestrom im Boden, in der Bestandsmasse und in der Bestandsluft am 16.8.1965 eingezeichnet. Hervorzuheben ist,

*Bodenoberflächentemperaturen bei
verschiedener Bestandsentwicklung
am 27./28.6.1972*

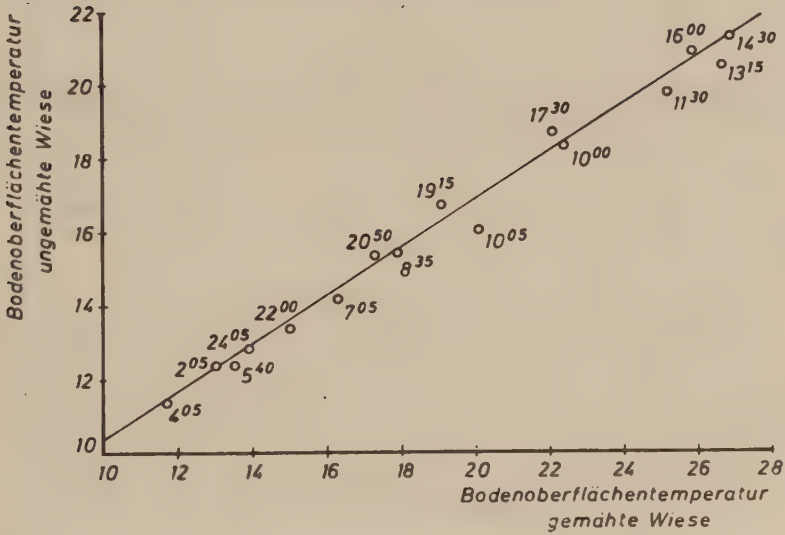


Abb. 13

daß eine nur etwa 60 cm hohe Vegetationsdecke den Bodenwärmestrom in dem gleichen Maße beeinflussen kann wie ein etwa 27 m hoher Fichten-Reinbestand.

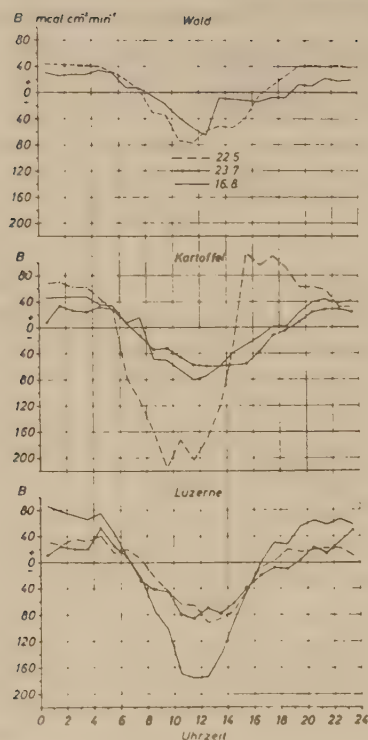


Abb. 14

Bei Strahlungstemperaturmessungen vom Flugzeug aus werden bei vegetationsbedeckten Gebieten in erster Linie die Pflanzentemperaturen bestimmt, während der Einfluß der für geologische Fragen interessanten Bodentemperatur dagegen in der Regel gering ist. Die Beziehungen zwischen Pflanzen- und Bodentemperatur sind aber sehr komplex und quantitativ nur sehr schwierig zu erfassen.

Brauchbare Ergebnisse sind daher in vegetationsbedeckten Gebieten nur zu erwarten, wenn eine Pflanzendecke gleichmäßig und niedrig ausgebildet ist, bei Wiesen z.B. im Frühjahr oder Herbst, oder wenn bei einer natürlichen Vegetation diese selbst Hinweise auf die geologischen Verhältnisse gibt, z.B. wasseranzeigende Pflanzen.

IV. AMPLITUDE UND DÄMPFUNGSTIEFE DER TEMPERATURÄNDERUNGEN

1. Dämpfungstiefe

Die an der Bodenoberfläche auftretenden Temperaturschwankungen wirken sich in Abhängigkeit von der Schwingungsdauer und den thermischen Eigenschaften des Bodens bis in unterschiedliche Teufen aus. Nimmt man die Temperaturänderung an der Bodenoberfläche vereinfachend als Sinusschwingung an, so kann man die Dämpfungstiefe D nach folgender Formel (VAN WIJK & DE VRIES, 1963) berechnen:

$$D = \left(\frac{2\lambda}{C\omega} \right)^{\frac{1}{2}}$$

In der Dämpfungstiefe D beträgt die Amplitude der Temperaturschwingung nur noch das 0,37-fache der Amplitude an der Oberfläche, und in der dreifachen Dämpfungstiefe ist sie auf etwa $1/20$ zurückgegangen.

Der Ausdruck λ/C wird auch als Temperaturleitfähigkeit a (thermal diffusivity) bezeichnet. Eine Berechnung der

Temperaturleitfähigkeit α

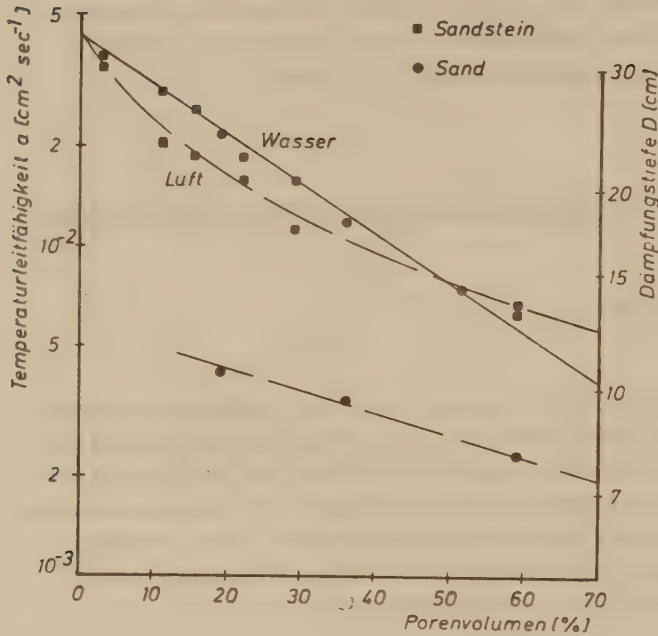


Abb. 15

Temperaturleitfähigkeit unter Verwendung der Wärmeleitfähigkeitsbestimmungen von WOODSIDE & MESSMER (1961 a,b) und DE VRIES (1963) zeigen die Abb. 15 und 16.

Abb. 15 stellt, entsprechend der Abb. 8, die Abnahme der Temperaturleitfähigkeit mit zunehmenden Porenvolumen für Sand und Sandstein mit Luft und Wasser als Porenhalt dar.

Wieder sind bei wassergefüllten Poren die Werte für den lockeren Sand und den verfestigten Sandstein fast gleich. Auch der luftgefüllte Sandstein zeigt eine kaum geringere Temperaturleitfähigkeit, die bei hohem Porenvolumen sogar die des wassergesättigten Sandsteins übersteigen kann. Der lockere Sand dagegen besitzt bei luftgefüllten Poren nur eine sehr geringe Leitfähigkeit.

Die Abhängigkeit der Temperaturleitfähigkeit von der Bodenfeuchtigkeit ist in Abb. 16 veranschaulicht (vergleiche Abb. 10). Sie zeigt beim Sand zuerst einen steilen Anstieg mit zunehmenden Wassergehalt, bleibt dann nach einem Maximum fast konstant bzw. sinkt sogar wieder etwas ab. Der zunehmende Wassergehalt vergrößert nämlich, wie Abb. 10 zeigt, bei höheren Bodenfeuchtigkeiten die Wärmeleitfähigkeit nur noch wenig, während die Volumenwärme des Bodens weiter linear ansteigt. Beim Ton ist die Änderung der Temperaturleitfähigkeit weniger markant ausgebildet. Die Leitfähigkeit des Torfes liegt erheblich unter der der Mineralböden und zeigt nur eine geringe Abhängigkeit von der Bodenfeuchtigkeit.

In Abb. 15 und 16 ist außerdem die Dämpfungstiefe für eine Temperaturschwingung mit einer Periode von 24 Stunden dargestellt. Die Tabelle 4 gibt zusätzlich einen Überblick über die Dämpfungstiefen bei verschiedenen Temperaturleitfähigkeiten und Schwingungsdauern.

Kurzfristige Schwankungen der Oberflächentemperatur dringen nur in die obersten cm des Bodens ein. Temperaturänderungen mit einer Schwingungsdauer von 24 Stunden können Informationen aus Tiefen bis zu einem halben Meter liefern. Der

Temperaturleitfähigkeit α

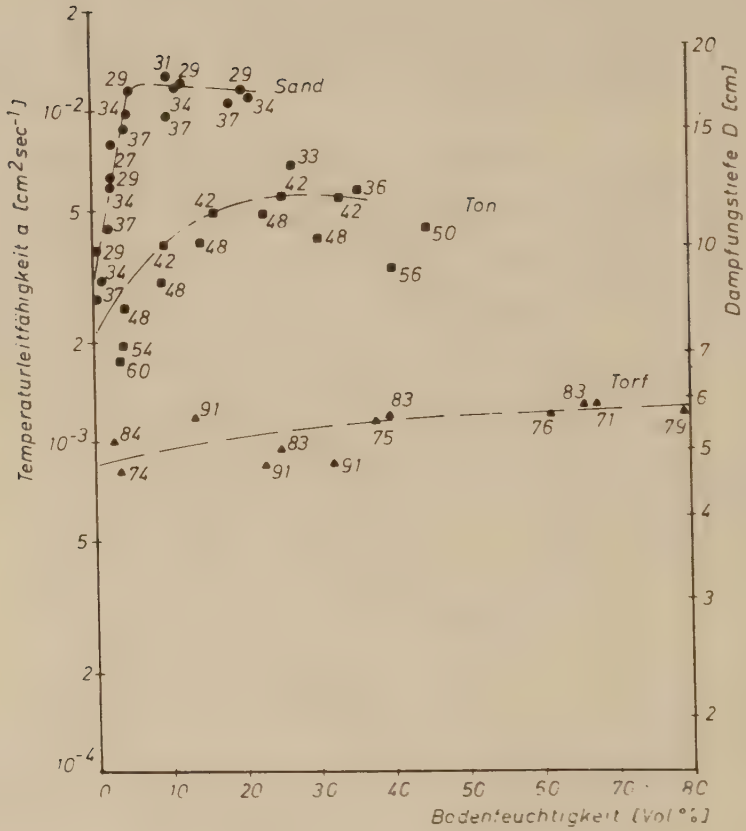


Abb. 16

Tab.4

Dämpfungstiefen in cm

Schwingungs- dauer	Temperaturleitfähigkeit a			
	20	10	5	$1 \times 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{sec}$
1 Minute	0,6	0,4	0,3	0,1
1 Stunde	4,8	3,4	2,4	1,1
1 Tag	23,5	16,6	11,7	5,3
1 Jahr	448	317	224	100

Jahresgang dagegen dringt mehrere Meter in den Erdboden ein. Seine Ausnutzung für Zwecke der Fernerkundung ist aber kaum möglich.

2. Kurzfristige Schwankungen

Besonders bei vegetationsbedeckten Gebieten treten häufig kurzfristige Schwankungen der Strahlungstemperatur auf, die durch die rasche Änderung einzelner Größen der Wärmehaushaltsgleichung, z.B. der Verdunstung, verursacht werden.

Abb. 17 zeigt als Beispiel die Strahlungstemperaturregistrierung einer Rasenfläche an einem heiteren Sommertag (Meßfleck etwa 1 m^2). Die Variation im linken Teil der Abbildung ist hauptsächlich auf geringe Unregelmäßigkeiten der Windgeschwindigkeit zurückzuführen, während die stärkeren Unterschiede im rechten Teil durch rasch ziehende Haufenwolken ausgelöst wurden. Bei völlig bedecktem Himmel oder abends sind diese Schwankungen zwar niedriger, liegen aber immer noch in der Größenordnung von einem halben Grad.

Strahlungstemperaturschwankungen

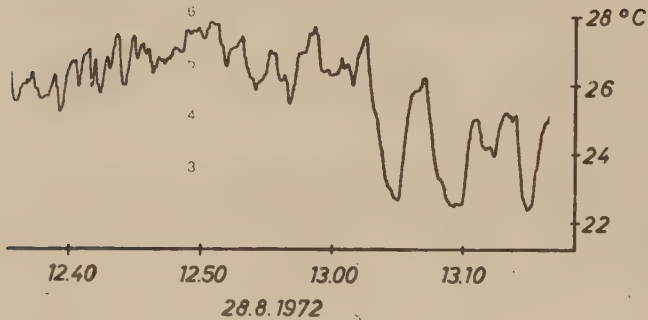


Abb. 17

Bei nackten Bodenoberflächen konnten ähnlich starke kurzfristige Änderungen nur bei sehr lockerem trockenem Sand beobachtet werden. Ein plattenbelegter Gehsteig dagegen zeigt nur bei längerer Wolkenbedeckung einen Temperaturrückgang von etwa 2 °C in 15 Minuten.

Diese kurzfristigen Variationen liefern für geologische Fragen keine Information, da sie nur in den obersten Zentimeter eindringen. Dagegen setzen sie die Repräsentativität der Aufnahmen erheblich herab, da sie Temperaturänderungen von mehr als 1 °C innerhalb einer Minute verursachen können, die sonst evt. mehr als eine Stunde in Anspruch nehmen würden.

Außerdem rufen lokale Unregelmäßigkeiten der Windgeschwindigkeit ähnlich große Temperaturdifferenzen hervor. Dadurch wird die quantitative Auswertung erheblich erschwert, da die Messungen in ungünstigen Fällen mit nicht signifikanten Temperaturunterschieden von mehreren Grad belastet sein können.

3. Tagesgang

Die Erfassung des Tagesganges der Oberflächentemperatur bietet für geologische Fragen die interessantesten Auswertungsmöglichkeiten. Innerhalb eines Tages finden nur geringe Änderungen der Bodeneigenschaften statt, so daß sie als konstant angenommen werden können. Die Eindringtiefe in den Boden ist verhältnismäßig hoch. Außerdem kann durch zwei oder drei Flüge an einem Tag der Gang relativ genau erfaßt werden.

Abb. 18 zeigt den Verlauf der verschiedenen Wärmehaushaltsgrößen innerhalb eines heiteren und eines bedeckten Sommertages bei verschiedenen Beständen nach TAJCHMAN (1967). G kennzeichnet die Globalstrahlung (Summe aus Sonnen- und Himmelsstrahlung), Q die Strahlungsbilanz, Q' die Strahlungsbilanz unter den Baumkronen bzw. innerhalb des Kartoffelfeldes, R die Reflexstrahlung, B den Bodenwärmestrom, L den Strom fühlbarer Wärme und V den Strom latenter Wärme.

Tagsüber bestimmen die Strahlungsbilanz und die Verdunstung entscheidend die Wärmehaushaltsgleichung, während der Boden-

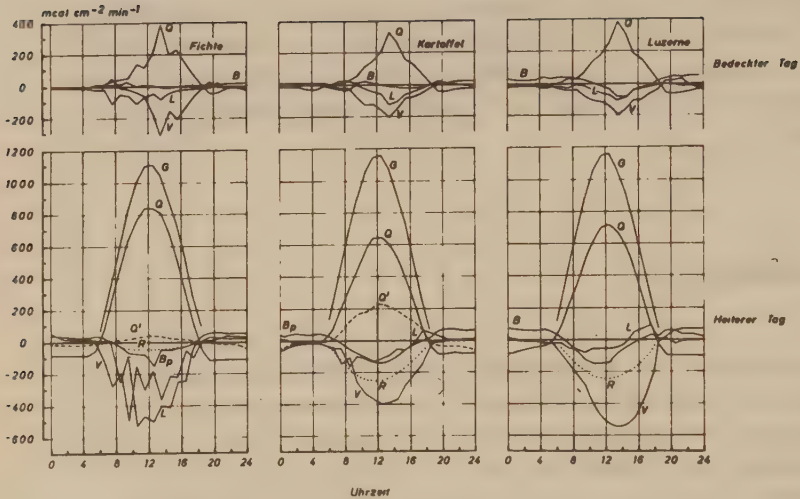


Abb. 18

wärmestrom und der Strom fühlbarer Wärme, außer beim Wald, nur eine untergeordnete Rolle spielen (siehe LORENZ, 1971). Nachts dagegen herrschen Bodenwärmestrom und langwellige Strahlungsbilanz vor. Die Energieumsätze betragen allerdings nur ein Fünftel der am Tage ausgetauschten Beträge. Bei bedecktem Wetter gehen die einzelnen Komponenten auf etwa ein Drittel bis die Hälfte zurück, ohne aber ihre relative Bedeutung entscheidend zu ändern.

Abb. 19 zeigt den Verlauf der Strahlungstemperatur, der Lufttemperatur im Bestand und der Bodenoberflächentemperatur an einem heiteren Sommertag, wie er auf einer etwa

Tagesgang der Bodenoberflächentemperatur(B),
Strahlungstemperatur(R) und Lufttemperatur in
10 cm Höhe (L^{10}) in einer ungemähten Wiese

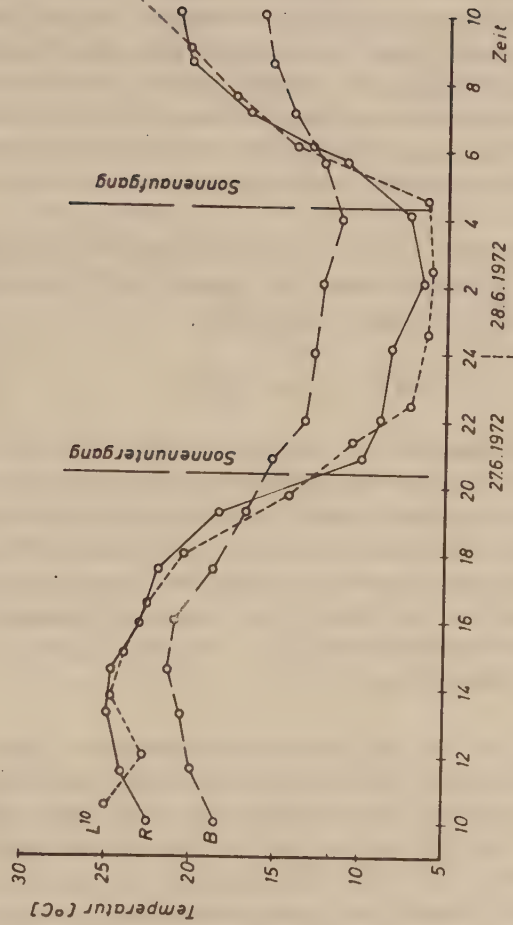


Abb. 19

50 cm hohen Wiese gemessen wurde. Die Strahlungstemperatur zeigt tagsüber einen sinusförmigen Verlauf, während sie nachts etwa linear absinkt. Die langsame Abnahme ist bei diesem Beispiel mit dadurch bedingt, daß schon kurz nach Sonnenuntergang eine starke Taubildung einsetzte, die eine rasche Abkühlung der Pflanzenteile verhinderte. Die Bodentemperatur besitzt stark abgeschwächt einen ähnlichen Gang.

Nach VAN WIJK & DE VRIES (1963) gehorcht die Wärmestromdichte B in den Boden bei Annahme einer sinusförmigen Schwingung folgender Gleichung:

$$B = A_{\delta_0} \frac{1}{(\lambda C \omega)^2} \sin \left(\omega t + \frac{1}{4} \pi \right)$$

A_{δ_0} kennzeichnet die Temperaturamplitude an der Bodenoberfläche, ω die Winkelgeschwindigkeit der Schwingung. Nimmt man stark vereinfachend an, daß die Änderung der Wärmestromdichte an der Oberfläche für verschiedene Böden gleich ist, so ergibt sich aus der obigen Gleichung, daß die Temperaturamplitude an der Oberfläche umgekehrt proportional zur Wärmespeicherfähigkeit $\sqrt{\lambda C}$ (thermal inertia) ist (siehe u.a. FRIEDMAN, 1968).

In Abb. 20 ist die Wärmespeicherfähigkeit für die in den vorhergehenden Kapiteln behandelten Bodenarten dargestellt. Der senkrechte Abstand zwischen zwei Daten auf der Abszisse ergibt den Quotienten der zu erwartenden Temperaturamplituden. Torf mit einem Wassergehalt von etwa 60 % würde danach eine doppelt so große Amplitude aufweisen wie ein Sand mit 20 % Bodenfeuchtigkeit.

$$\sqrt{\lambda \cdot c}$$

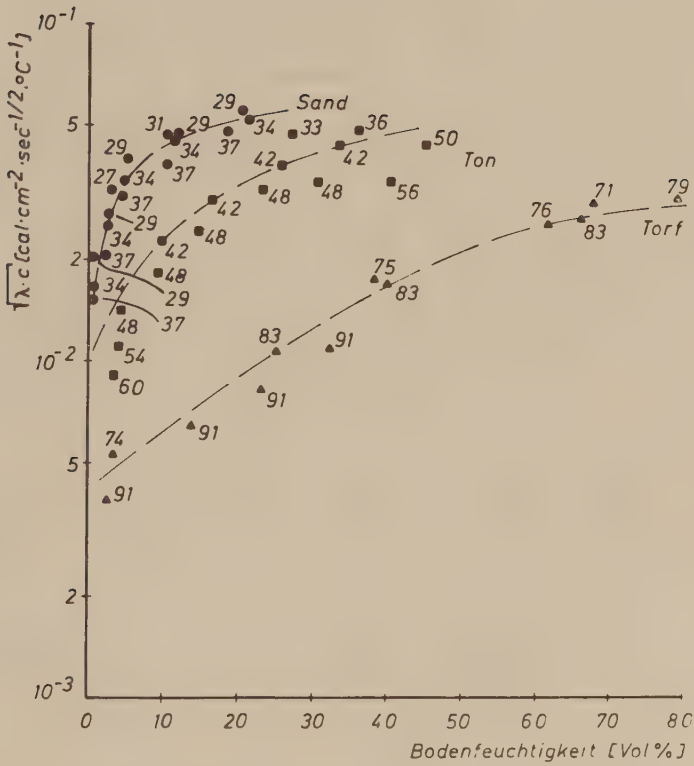


Abb. 20

Zwei verschiedene Bodentypen unterscheiden sich in der Temperaturamplitude an der Bodenoberfläche bei gleichem Bodenwärmestrom also nur, wenn das Produkt λC für beide Böden nicht den gleichen Wert ergibt. Daher ist es z.B. schwierig, Sand und Ton mit Bodenfeuchtigkeiten oberhalb des Permanenten Welkepunktes zu unterscheiden. Aber auch Rückschlüsse auf die Bodenfeuchtigkeit sind nur bei verhältnismäßig geringen Wassergehalten sicher möglich. Sogar die Unterscheidung von Torf und Mineralboden kann unter ungünstigen Bedingungen erhebliche Schwierigkeiten bereiten.

Berücksichtigt man, daß die Wärmestromdichte des Bodens entscheidend von den übrigen Gliedern der Wärmehaushaltsgleichung beeinflusst wird, so verringern sich die aus der Abb. 20 entnommenen Amplitudenunterschiede erheblich. In der Tabelle 5 sind für einen Ton mit etwa 20 % Bodenfeuchtigkeit und einen Torf mit 50 % Wassergehalt für verschiedene Rauigkeitsparameter z und Windgeschwindigkeiten u die Amplitudenunterschiede für den Tagesgang und die Jahres-schwingung nach VAN WIJK & DE VRIES (1963) und eigenen Berechnungen zusammengestellt. Unberücksichtigt blieb dabei die Verdunstung.

Die Tabelle kann selbstverständlich nur die Größenordnung der zu erwartenden Quotienten darstellen, da sie von einigen vereinfachenden Annahmen ausgeht. Immerhin zeigen sich folgende Tendenzen:

1. Hohe Rauigkeitsparameter ($z = 10$ cm entspricht etwa einem Getreidefeld, $z = 0,1$ cm einer Wüste bzw. kurzem Gras) und hohe Windgeschwindigkeiten vermindern die Unterschiede erheblich.

Tab. 5

Amplitudenquotienten der Bodenoberflächentemperatur

$\frac{\text{Amplitude}_{\text{Torf}}}{\text{Amplitude}_{\text{Ton}}}$	Windgeschwindigkeit u			
	m/sec			
	1	5	1	5
	Tagesgang		Jahresgang	
$B_{\text{Torf}} = B_{\text{Ton}} \quad 1,63$				
z = 0,1 cm	1,48	1,39	1,07	1,03
z = 10 cm	1,29	1,12	1,04	1,01
$\frac{\text{Amplitude}_{z=0,1 \text{ cm}}}{\text{Amplitude}_{z=10 \text{ cm}}}$				
Ton	1,44	2,20		
Torf	1,65	2,53		

2. Die Jahresamplitude wird von den thermischen Eigenschaften des Bodens kaum beeinflusst.
3. Unterschiedliche Vegetationsbedeckung kann unter Umständen erheblich größere Temperaturunterschiede im Boden hervorrufen wie unterschiedliche Bodenarten.

Eine genaue Berechnung des Temperaturverlaufs besonders in einem geschichteten Boden ist außerordentlich umfangreich (siehe VAN WIJK und VAN WIJK & DERKSEN, 1963) und erfordert die Kenntnis mehrerer Parameter der Wärmehaushaltsgleichung. Entsprechende Computerprogramme werden z.B. von einer Arbeitsgruppe der NIWARS entwickelt. Daher ist es auch kaum möglich, nur aus Strahlungstemperaturmessungen quantitative Aussagen über Bodeneigenschaften zu machen.

4. Jahresgang

Die Erfassung des Jahresganges verspricht wegen der großen Dämpfungstiefe auf den ersten Blick interessante Ergebnisse. Aus Tabelle 5 ergibt sich aber, daß die Amplitudenunterschiede für verschiedene Böden nur sehr klein sind. Außerdem ändern sich im Laufe des Jahres die thermischen Eigenschaften des Bodens, besonders durch wechselnden Wassergehalt, erheblich. Daneben ist es fast unmöglich, den Jahresgang mit Methoden der Fernerkundung zu erfassen, da er immer durch die kurzfristigeren Temperaturänderungen überdeckt wird.

Interessanter dagegen sind die Unterschiede, die sich innerhalb eines Jahres für den Tagesgang ergeben. So sind z.B. die im Laufe des Jahres wechselnden Bodenfeuchtigkeiten zu erfassen. Allerdings betragen im Winter die umgesetzten Energiemengen nur etwa ein Fünftel der im Sommer zur Verfügung stehenden Beträge, wie Abb. 21 (BERZ, 1969) zeigt,

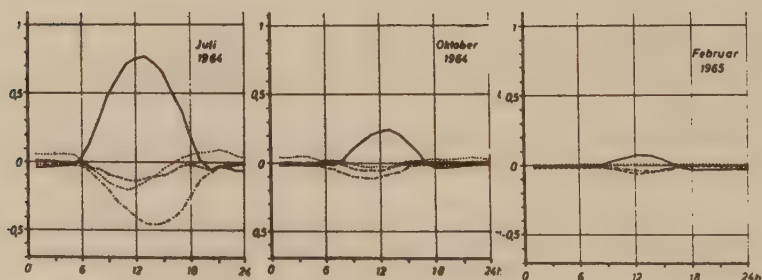


Abb. 21

so daß im Winter geringere Amplitudenunterschiede zwischen den verschiedenen Einheiten zu erwarten sind.

V. EINFLUSS DER ATMOSPHÄRE

Auf dem Weg von der Erdoberfläche bis zum Meßgerät unterliegt die Wärmestrahlung verschiedenen Wechselwirkungen mit der Atmosphäre wie Absorption und Streuung. In den atmosphärischen Fenstern (Abb. 22 nach GATES, 1963) ist die Absorption durch die Luft zwar relativ gering, bei quantitativen Untersuchungen aber dennoch nicht zu vernachlässigen.

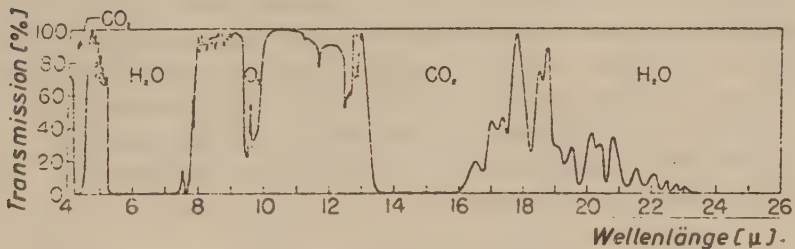


Abb. 22

Im Bereich des thermalen Infrarots ist besonders das Fenster zwischen 8 und 13 μ von Interesse, da in diesem Bereich das Strahlungsmaximum der Eigenstrahlung der Erdoberfläche liegt.

Die durch das Ozon verursachte starke Absorption zwischen 9,5 und 10 μ tritt erst in den höheren Schichten der Atmosphäre auf (BOLLE,1972),so daß bei Flugzeugaufnahmen ein großes Fenster gegeben ist.In geringerem Maß werden trotz einiger Vorteile die Fenster bei 3,2 - 4,1 μ und 4,4 - 5,1 μ genutzt,da hier die Eigenstrahlung der Erde nur noch schwach ist.In jüngster Zeit wird auch der Bereich zwischen 16 und 20 μ für spezielle Untersuchungen verwendet.

Wie die Arbeiten von LORENZ (1969) zeigen,muß schon bei Flughöhen von 1.200 m unter ungünstigen Bedingungen mit einer Abnahme der Strahlungstemperatur gegenüber einer Bodenmessung von etwa 2 °C gerechnet werden.Die Differenz ist außerdem sehr von dem Unterschied zwischen Strahlungstemperatur und Lufttemperatur abhängig.Diese auch in den Fensterbereichen verhältnismäßig starke Veränderung des Ausgangssignals verursacht bei Scanneraufnahmen relativ hohe Unterschiede der empfangenen Strahlung zwischen Mittel- und Randbereichen,da sich die Weglänge durch die Atmosphäre evt. mehr als verdoppelt (siehe Kapitel D.I).Dadurch wird eine quantitative Auswertung besonders bei geringen Kontrasten sehr erschwert,da zur exakten Korrektur der jeweiligen Zustand der Atmosphäre bekannt sein muß.

Da außerdem die Atmosphäre selbst noch Strahlung aussendet, ergeben sich bei sehr großen Aufnahmeentfernungen zusätzliche Schwierigkeiten.Ein großer Teil der vom Scanner empfangenen Strahlung kommt nicht mehr von dem Bodenelement, das den Meßwinkel ausfüllt, sondern stammt von benachbarten Elementen und ist durch Streuung in diesen Meßbereich gelangt oder wurde durch die Eigenemission der Atmo-

sphäre erzeugt (BOLLE, 1972). Dadurch werden die Kontraste geschwächt und eine quantitative Bestimmung der Strahlungstemperatur kleiner Elemente vor einem unruhigen oder wechselnden Hintergrund praktisch unmöglich gemacht.

C. B E I S P I E L E

I. ARBEITSMETHODIK UND GERÄTE

Die Strahlungstemperaturmessung mit einem Line-Scanner vom Flugzeug aus ermöglicht die praktisch gleichzeitige flächenhafte Erfassung der Temperaturverteilung an der Erdoberfläche, die mit anderen Methoden nicht möglich ist. Diese Momentaufnahme ist allerdings auch mit allen zufälligen Temperaturunterschieden belastet, die sich rasch ändern und für die durchschnittliche Verteilung über einen längeren Zeitraum nicht repräsentativ sind.

Um die Möglichkeiten der Infrarottechnik beurteilen zu können, war eine Kombination von Befliegungen und Bodenkontrollmessungen erforderlich. In Abb. 23 sind die mehrfach beflogenen Gebiete und die Meßpunkte der Bodenmessungen dargestellt. Die Bodenkontrollen dienten besonders der Erfassung kurzfristiger Schwankungen und der Tagesgänge verschiedener Faktoren, wie Lufttemperatur, Bodentemperatur und Oberflächentemperatur. Daneben konnte der Einfluß bestimmter Parameter, z.B. der Flurabstand des Grundwasserspiegels, bei Bodenmessungen durch die gleichzeitige Kontrollmöglichkeit am besten erfaßt werden.

Die in dieser Arbeit veröffentlichten Luftaufnahmen wurden von der Regierung von Oberbayern unter den Nummern GS 146/178, 180, 181, 182, 184 freigegeben.

Lage der Arbeitsgebiete

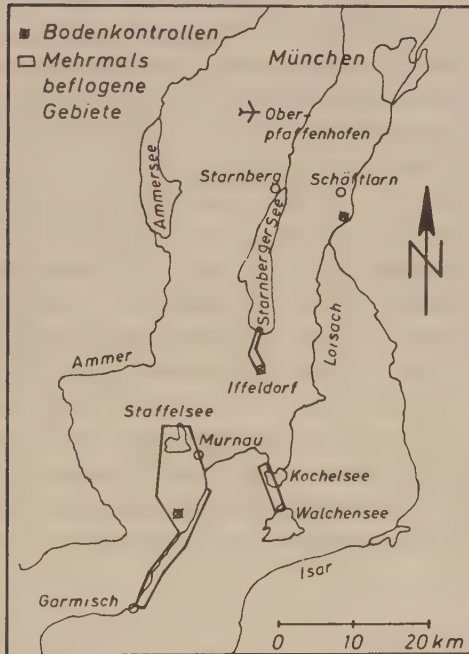


Abb. 23

Die Befliegungen erfolgten mit einer einmotorigen Do 27 bei einer Meßgeschwindigkeit von 180 km/h. Die Flughöhe über Grund betrug in der Regel 600 m, gelegentlich auch 300 und 1.200 m. Die maximale Flughöhe der Maschine konnte nicht ausgenutzt werden, da die niedrige Fluggeschwindigkeit keine brauchbaren Scanneraufnahmen aus dieser Höhe zuläßt.

Mit einer Reconofax VI, einem nicht eichfähigen Scanner, wurden die Aufnahmen im thermalen Infrarot erstellt. Bei einem Scanwinkel von $\pm 60^\circ$ (ursprünglich $\pm 70^\circ$) beträgt der Meßwinkel (IFOV) 3 mrad. Die Untersuchungen wurden hauptsächlich mit einem auf 77°K gekühlten MCT (mercury-cadmium-telluride)-Detektor für den Wellenlängenbereich von $8 - 13\ \mu$ mit einer Temperaturauflösung von $0,3^\circ\text{C}$ durchgeführt. Außerdem wurde ein in gleicher Weise gekühlter InSb - Detektor verwendet, der den Bereich unterhalb von etwa $5,5\ \mu$ erfaßte. Dabei konnte durch einen Filter der Meßbereich auf Strahlung oberhalb von $3,0\ \mu$ begrenzt werden. Die AGC (automatic gain controll) paßt den jeweiligen Strahlungsumfang des Signals an die Grautonstufen des Films an. Sie wurde in bestimmten Fällen ausgeschaltet, z.B. um bei hohem Umgebungskontrast Wasserflächen optimal aufzulösen.

Das ebenfalls im Flugzeug eingebaute Barnes Radiometer PRT 5 besitzt bei einem Meßwinkel von 2° eine Empfindlichkeit von ca. $0,3^\circ\text{C}$. Diese Aufzeichnungen ermöglichten die ungefähre Angabe der mit dem Scanner erfaßten Temperaturen.

Bei den Bodenuntersuchungen wurden die Strahlungstemperaturen mit einem PRT 5 und einem PRT 4, die Lufttemperaturen mit einem Aspirations-Psychrometer nach Assmann gemessen. Die Bodentemperaturen wurden mit einem Braun Tastotherm 4, die Wassertemperaturen mit einem Kontaktthermometer (Thermophil) oder mit einem Quecksilberthermometer bestimmt. In der Regel wurden für die Auswertung Mittelwerte aus 6 - 10 Messungen bzw. aus laufenden Registrierungen gebildet.

II. OBERFLÄCHENTEMPERATUREN VON GEWÄSSERN

Die Bestimmung der Oberflächentemperatur von Gewässern ist eine ideale Anwendungsmöglichkeit für Infrarotaufnahmen. Strahlungstemperaturunterschiede entsprechen in der Regel quantitativ Oberflächentemperaturunterschieden, da der Emissionskoeffizient im langwelligen Bereich, von Ausnahmen abgesehen, konstant ist.

Obwohl die thermischen Eigenschaften des Wassers genau bekannt sind, bereitet die Anwendung der oben beschriebenen Wärmehaushaltsgleichung Schwierigkeiten. Zum einen kann das Licht bis zu mehreren Metern in das Wasser eindringen und dort direkt zu einer Erwärmung führen. Zum anderen verursachen Strömungen innerhalb des Wasserkörpers einen Wasser- und damit einen Wärmetransport, der viel wirkungsvoller sein kann als der Temperatúrausgleich durch Wärmeleitung. Daher liegt das Problem in der richtigen Deutung der Entstehungsursachen der beobachteten Temperaturunterschiede.

1. Seen

Neben den Komponenten der Wärmehaushaltsgleichung bestimmen die Tiefe eines Sees und die Strömungsverhältnisse seine Oberflächentemperatur. Wasserzutritte aus Bächen oder dem Grundwasser können außerdem die Temperatur entscheidend beeinflussen. Daneben kann wechselnder Wärmeaustausch mit der Luft und durch Verdunstung, verursacht durch unterschiedliche Windgeschwindigkeiten, Temperaturunterschiede hervorrufen.

In einem See ist meist eine deutliche Schichtung mit dem warmen, leichteren Wasser oben und dem schweren, kalten Wasser unten ausgebildet. Da durch Strahlungstemperaturmessungen nur die Oberflächentemperatur bestimmt wird, sind Rückschlüsse auf die Temperaturverhältnisse in dem gesamten Wasserkörper nur bedingt möglich.

Die Temperaturschichtung ist entscheidend für die Erkennbarkeit von Grundwasserzutritten, wie die Abb. 24 am Beispiel einer Sommer- und Winteraufnahme der südlichen Osterseen bei Iffeldorf zeigt. Auf der Winteraufnahme (Abb. 24 a) sind deutlich alle bekannten Quelltrichter und sonstigen Grundwasserzutritte (siehe ZORELL, 1941 und BODECHTEL, 1965) als helle, warme Gebiete von den dunkleren, kalten Seeoberflächen zu trennen, soweit sie an ufernahen Stellen austreten. Auch die fächerförmige Ausbreitung und langsame Abkühlung der 8 - 10 °C warmen Grundwässer ist deutlich sichtbar. Aber das nach ZORELL im Becken des Sengsees (Bildmitte) austretende Grundwasser ist auch auf dieser Aufnahme nicht zu erkennen. Ursache dürfte das Dichtemaximum des Wassers bei 4 °C sein. 8 °C warmes Wasser ist z.B. etwas schwerer wie 0 °C warmes Wasser und kann daher nicht bis zu einer so kalten Wasseroberfläche emporsteigen, sondern schichtet sich etwas tiefer ein.

Interessant ist auch, daß die Oberflächentemperaturen in dem schmalen Verbindungskanal zwischen Sengsee und Fohnsee im linken Bildteil deutlich über den Temperaturen in den beiden angrenzenden Seen liegt. Ursache ist wohl die verhältnismäßig hohe Strömungsgeschwindigkeit in diesem etwa einem Meter tiefen Kanal, die im Gegensatz zu den anschließenden Seen eine starke Abkühlung der oberflächennahen Schichten verhindert.

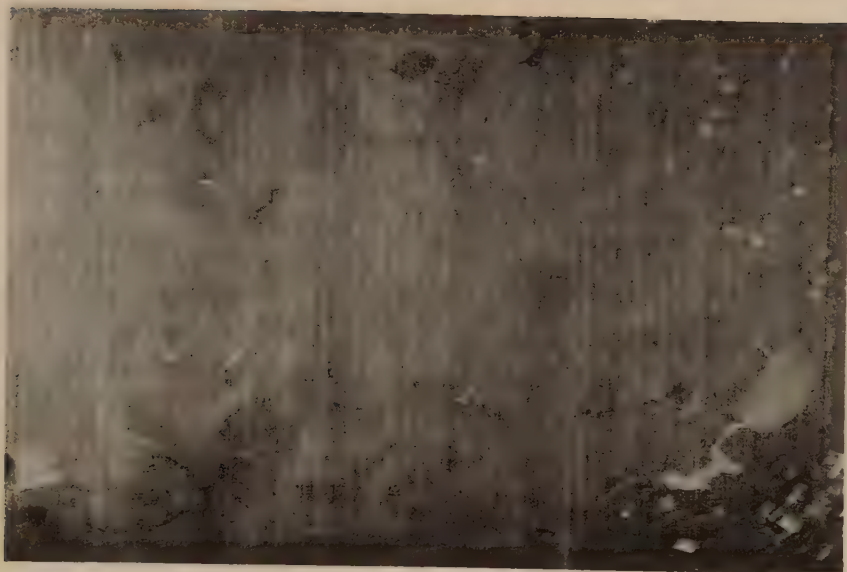


Abb. 24 a

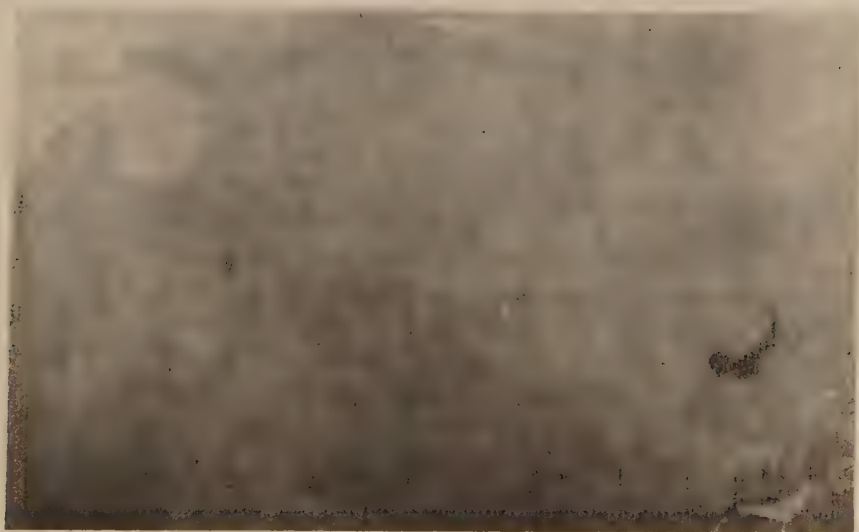


Abb. 24 b

Auf der bei bedecktem Wetter gemachten Sommeraufnahme sind nur die stark schüttenden Quelltrichter im südwestlichen See deutlich als dunkle Gebiete zu erkennen. Dafür zeigt sie die langsame Erwärmung der Seen von Süd nach Nord. Damit ergeben sich einige Aussagemöglichkeiten über den Wasserversatz in diesen z.T. über 20 m tiefen Seen und damit über die Abflusssmengen, die durch Messungen bestätigt werden konnten. In dem sehr kalten Anhängsel des Wolfelsees genügt die Schüttung der Quelltrichter, um die gesamte Wassermenge innerhalb eines Tages mehrmals zu erneuern. Im wärmeren Wolfensee (auf dem Bild kaum zu erkennen) dauert eine vollständige Erneuerung des Wassers etwa ein bis zwei Wochen, während der noch wärmere Sengsee schon ein bis zwei Monate zum vollständigen Austausch seines Wassers benötigt. Erst der Fohnsee am linken Bildrand zeigt die gleiche Oberflächentemperatur wie die übrigen Osterseen. Zur Erneuerung seines Inhalts wäre etwa ein Jahr erforderlich.

Auch Temperaturmessungen im Sommer und Herbst 1972 in den Seen führten zu einer ähnlichen Differenzierung. Nur im Fohnsee konnten in den untersten Metern Temperaturen unter 6°C beobachtet werden, während in den anderen Seen die Temperatur am Boden immer über $8,5^{\circ}\text{C}$ lag (siehe auch ZORELL, 1941). Bei flachen Seen sind diese Aussagemöglichkeiten durch die rasche Erwärmung des gesamten Wassers in diesem Maße nicht mehr gegeben.

Das Bild zeigt aber auch, daß die scharfe Trennung von Land und Wasser, die bei Thermalaufnahmen letztlich auf Temperaturunterschieden beruht, nur bei bestimmten Aufnahmebedingungen möglich ist.

Im Murnauer Moos sind die Oberflächentemperaturen der einzelnen Moorseen zum Teil sehr unterschiedlich, wie Abb. 25 aus dem Gebiet nördlich des Schmatzerköchels zeigt. Der im rechten Bildteil gelegene Latschensee ist auf dieser Tagaufnahme vom 20.7.1971 deutlich wärmer als der Langensee mit seinen Fortsätzen. Bei einer etwa einen Monat früher gemachten Aufnahme erscheinen beide Seen gleich warm. Auch 1972 zeigten sich ähnliche Verhältnisse. Im Dezember 1970 dagegen erschien der Latschensee etwas kälter. Dieses Beispiel zeigt die Schwierigkeiten, die eine richtige Deutung bereiten kann.

1. Der Latschensee ist auf Luftaufnahmen sehr dunkel, während die anderen Seen meist trüb hellgrau erscheinen. Diese unterschiedliche Albedo verursacht wohl z.T. die stärkere Erwärmung des Latschensees.
2. Durch den Langensee und die anderen Wasserflächen dieser Gruppe fließt nach KRAMER (1965) ein Großteil der Ramsach unterirdisch hindurch und gelangt dann weiter nördlich in den Prasslermahdgraben. Grundwasseraufbrüche sorgen zusätzlich für ausgeglichene Temperaturen.
3. Der Latschensee ist eine aus dem Randlagg entstandene Blänke. Bohrungen des Instituts für Radiohydrometrie zeigen aber, daß in diesem Gebiet im Moos in etwa 2 - 6 m Tiefe ein ausgedehntes Wasserkissen liegt. Starke, kurzfristige Spiegelschwankungen des Sees (bis zu 18 cm in wenigen Tagen nach Unterlagen des Instituts für Radiohydrometrie) lassen aber auch hier erhebliche Wasserumsätze möglich erscheinen.
4. Unterschiedliches Durchdringungsvermögen der Sonnenstrahlung und verschiedene Strömungsbedingungen in den



Abb. 25

Seen können zu einer starken Erwärmung der oberflächennahen Schichten im Latschensee führen, während in der Langenseegruppe sich die Erwärmung auf eine größere Tiefe verteilt.

Welche der möglichen Faktoren im Einzelfall die beobachteten Temperaturunterschiede verursachen, kann in der Regel nur durch entsprechende Bodenuntersuchungen sicher geklärt werden. Strahlungstemperaturmessungen können daher in einzelnen Fällen nur Ansatzpunkte für Bodenuntersuchungen liefern.

2. Flüsse

Die Erfassung von Grundwassereintritten in fließende Gewässer steht vor anderen Problemen. Bei höheren Strömungsgeschwindigkeiten wird das gesamte Flußwasser laufend durchmischt, so daß sich keine Schichtung ausbilden kann und die Oberflächentemperatur etwa der Temperatur des gesamten Wasserkörpers entspricht. Aber auch austretendes Grundwasser vermischt sich sofort mit dem Flußwasser. Daher sind selbst bei starken Wasserzutritten nur geringe Temperaturänderungen zu erwarten. Nur seitliche Eintritte in strömungsarme Bereiche sind deutlich zu erkennen, erlauben aber auch keine Rückschlüsse auf die austretenden Wassermengen (WOOD, 1972).

APEL (1971) untersuchte z.B. die Temperaturverhältnisse in der Donau zwischen Kelheim und Regensburg. In den Flußabschnitten mit Jurakalkufern lagen im Juli 1968 die Wassertemperaturen mit etwa $18,5^{\circ}\text{C}$ um $0,3 - 0,4^{\circ}\text{C}$ niedriger als in den Gebieten mit jüngeren Sedimenten. An einer Stelle ergab sich sogar zwischen linken und rechten Ufer in Abhängigkeit vom Gestein ein Unterschied von $0,5^{\circ}\text{C}$. Diese Temperaturdifferenzen sind auf Zutritte von etwa 10°C warmen Karstwasser zurückzuführen, das sich sofort mit dem Flußwasser mischt. Eine im gleichen Gebiet durchgeführte Befliegung brachte keine eindeutigen Ergebnisse, da die beobachteten Unterschiede z.T. nur durch Schwankungen des Scanners verursacht wurden.

Tritt in einen Fluß mit einer Abflußmenge von $100\text{ m}^3/\text{sec}$ zusätzlich $10\text{ m}^3/\text{sec}$ Grundwasser mit einer um 10°C niedrigeren Temperatur ein, so sinkt die Temperatur des Flusses nur um 1°C .

Auch die von REITINGER, PRUZINSZKY & HAIDINGER (1971) durchgeführten Messungen und Berechnungen an der Fischa im Südlichen Wiener Becken zeigen mit erheblichen Abweichungen zwischen Meßwerten und Rechenergebnissen die Problematik dieser Anwendung. Ihre Erkenntnisse dürfen allerdings nicht verallgemeinert werden, da

1. die Temperaturunterschiede zwischen Luft und Wasser relativ hoch waren (zwischen 3 und 7 °C), also mit erheblichen Austauschvorgängen zu rechnen ist, und
2. das Oberflächenwasser nur wenig kälter als das Grundwasser war (in einem Beispiel nur 0,7 °C), so daß kleinste Fehler der Temperaturmessung trotz hoher Grundwasserzutritte sofort erhebliche Abflußänderungen ergaben.

Diese Daten zeigen, daß die Erfassung von Grundwassereintritten in Flüsse nur bei optimalen Bedingungen zu brauchbaren Ergebnissen führt. Es ist erforderlich:

1. Ein möglichst hoher Temperaturunterschied zwischen Oberflächen- und Grundwasser. Eine geeignete Zeit ist daher der Hochsommer während einer Hitzewelle, ersatzweise ein strenger Winter.
2. Ein günstiges Verhältnis zwischen Grundwasserzutritt und Abflußmenge des Flusses. Messungen bei Niedrigwasser sind erfolgreich, solange der Grundwasserspiegel nicht ebenfalls abgesunken ist, da es sonst zu einem Versiegen der Grundwassereintritte kommen kann.
3. Die Energieumsätze an der Wasseroberfläche durch Verdunstung und Wärmeabgabe an die Luft müssen gering sein, um dadurch verursachte Unterschiede klein zu halten. Da Grundwasserzutritte oft an Talverengungen mit einem

anderen Mikroklima gebunden sind, können sonst erhebliche Fehler möglich sein. Günstig sind daher Zeitpunkte mit einem geringen Temperaturgradient über der Wasserfläche und möglichst wassergesättigter Luft.

Zur mengenmäßigen Erfassung von Grundwassereintritten erscheint trotz der auftretenden Schwierigkeiten die Messung der unterschiedlichen Flußtemperaturen und daraus die Berechnung der einfließenden Wassermenge günstiger wie der Versuch, die einzelnen Zutrittsstellen zu lokalisieren und aus der Größe des Gebietes mit abweichender Temperatur auf die Zuflußmengen zu schließen.

Bei optimalen Bedingungen und der Ausschaltung bzw. Erfassung aller Fehlerquellen erscheint es möglich, zutretendes Grundwasser mit einem Fehler von etwa 3 % der Abflußmenge des Flusses zu ermitteln (siehe HOLLYDAY, 1969).

Im Vergleich dazu ist die Erfassung von erhitzten Industrie- und Kühlwässern, die in Flüsse eingeleitet werden, verhältnismäßig einfach, wie u.a. LORENZ (1972) an Beispielen aus dem Saargebiet zeigen konnte. Hier handelt es sich im allgemeinen um punktförmige, oberflächennahe Einspeisungen von sehr warmen Wasser. Eine quantitative Auswertung ist aber ebenfalls schwierig (siehe auch THOMAS & SHOFNER, 1972).

Eine Anwendung der von ECKEL & REUTER (1950) durchgeführten Berechnungen läßt in einigen Fällen die Abschätzung der Fließgeschwindigkeit und der Abflußmenge von Flüssen aus mehreren Thermalaufnahmen, die innerhalb eines Tages erstellt wurden, möglich erscheinen. Voraussetzung ist eine durchschnittliche Wassertiefe von höchstens einem Meter, eine Einrinnstelle mit konstanter Wassertemperatur, z.B. eine Stauanlage, und Strahlungswetter. Die Erwärmung am Tage erlaubt unter Berücksichtigung der meteorologischen

Faktoren die Bestimmung der durchschnittlichen Wassertiefe, die Erfassung der Wanderung des Temperaturmaximums flußabwärts die Abschätzung der Fließgeschwindigkeit. Solche Untersuchungen sind selbstverständlich nur mit einem quantitativ arbeitenden Scanner möglich.

III. OBERFLÄCHENTEMPERATUR UND FLURABSTAND DES GRUNDWASSERS

Die Abhängigkeit der Bodenoberflächentemperatur von der Tiefe des Grundwasserspiegels wurde auf unbewachsenen Schotterbänken der Isar bei Kloster Schäftlarn untersucht. Abb. 26 zeigt als Beispiel den Verlauf der Oberflächentemperatur um 10.00 und um 12.45 Uhr am 22.9.1972 bei Strahlungswetter. Darunter ist schematisch der Flurabstand des Wasserspiegels eingetragen.

Zu beiden Zeitpunkten, aber besonders stark am Mittag, steigt die Oberflächentemperatur mit zunehmenden Flurabstand des Grundwassers zuerst steil an. Ab einer Wasserspiegeltiefe von etwa 20 cm bleibt sie dann fast konstant. Die Temperaturunterschiede zwischen den einzelnen Geröllen verursachen durch das kleine Meßfeld von nur 20 cm² die starken Schwankungen der Temperatur. Die Grundwassertemperatur sank um 11.00 Uhr bis zu einem Flurabstand von 20 cm langsam von 12,3 auf 12,1 °C ab, um bei noch kleineren Flurabständen wieder anzusteigen und sich der Temperatur des Isarwassers anzugleichen, wie Abb. 26 ebenfalls zeigt.

Flurabstand und Oberflächentemperatur

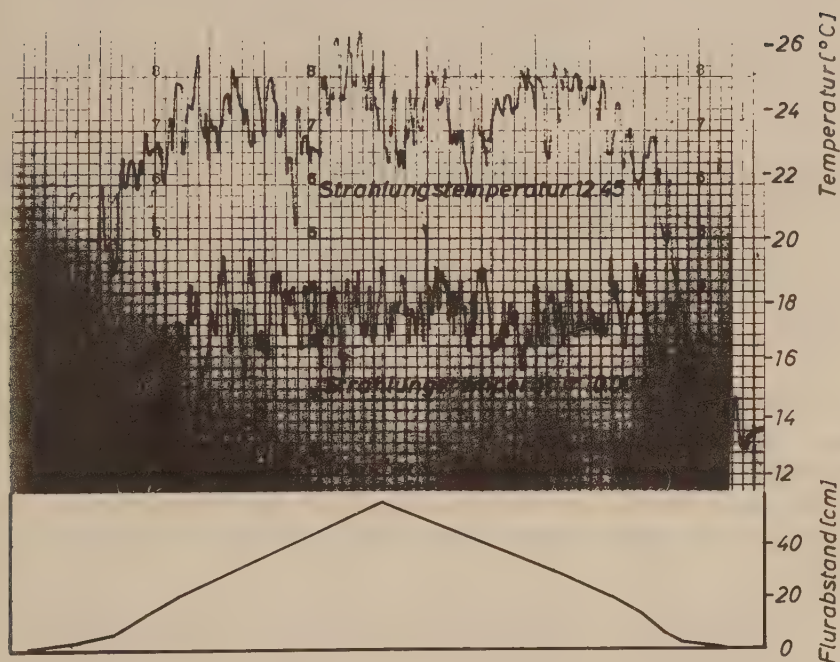


Abb. 26

Bei fast allen diesen Messungen ging die Strahlungstemperatur beim Übergang vom Wasser zum Land erst etwas zurück, um dann steil anzusteigen. Dabei handelt es sich nicht um einen Rückgang der Oberflächentemperatur, wie Kontrollmessungen mit einem Kontaktthermometer ergaben. Da der

Emissionskoeffizient der Gesteine erheblich unter dem des Wassers liegt (siehe Tab. 1), sinkt hier trotz etwas höherer Oberflächentemperatur die Strahlungstemperatur unter die des Wassers ab. Eine Nichtbeachtung des unterschiedlichen Emissionsverhaltens beim Übergang vom Wasser zum Land kann daher zu erheblichen Fehldeutungen führen.

Der starke Abfall der Oberflächentemperatur mit Annäherung an den Grundwasserspiegel ist auf die bessere Leitfähigkeit und die höhere Volumenwärme des wassergefüllten Bodens zurückzuführen. Daneben spielt aber auch die verstärkte Verdunstung über dem hochgelegenen Grundwasser eine entscheidende Rolle.

VAN WIJK & DERKSEN (1963) berechneten für einen geschichteten Boden unter Annahme gleicher Wärmestromdichten die Temperaturamplituden an der Bodenoberfläche in Abhängigkeit von der Mächtigkeit der oberen Schicht und den thermischen Eigenschaften beider Horizonte. Abb. 27 zeigt die wichtigsten Ergebnisse.

Auf der Abszisse ist der Quotient aus Mächtigkeit d und Dämpfungstiefe D_1 der obersten Schicht aufgetragen. Die Ordinaten geben das Amplitudenverhältnis eines geschichteten A_{δ_1} und eines homogenen Bodens A_{δ_h} an, und zwar gilt die rechte Skala für positive Werte von r_1 , die linke für negative Werte. r_1 kennzeichnet den relativen Unterschied zwischen der Wärmespeicherfähigkeit des oberen (1) und des unteren (2) Horizontes und ist so definiert:

$$r_1 = \frac{(\lambda_1 c_1)^{\frac{1}{2}} - (\lambda_2 c_2)^{\frac{1}{2}}}{(\lambda_1 c_1)^{\frac{1}{2}} + (\lambda_2 c_2)^{\frac{1}{2}}}$$

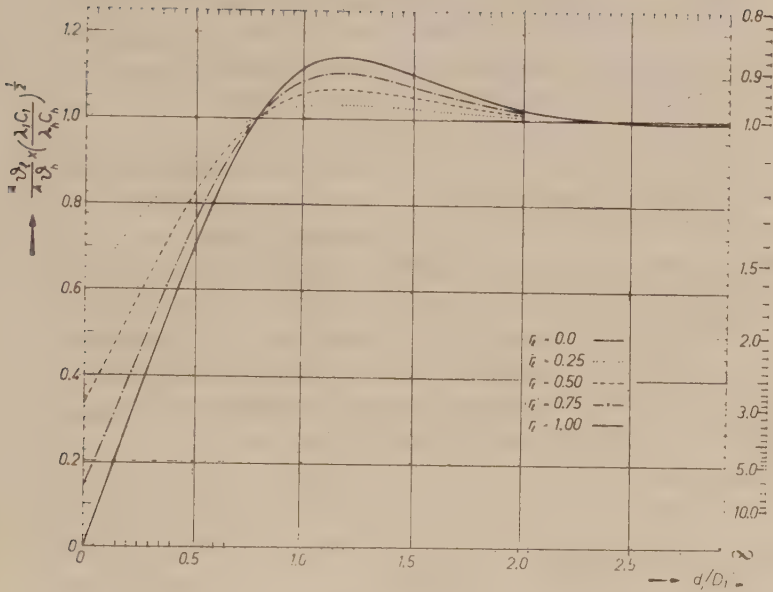


Abb. 27

Bei einem trockenen Sand als Deckschicht z.B. und einem wassergesättigten Sand als unteren Horizont ergibt sich unter Benutzung der Daten aus Abb. 20 für $r_1 = -0,5$. Vergleicht man die Temperaturamplituden dieses geschichteten Bodens mit einem homogenen, nur aus trockenem Sand bestehenden Boden, so zeigt Abb. 27, linke Skala folgendes: Die Temperaturamplitude des feuchten Sandbodens beträgt etwa ein Drittel des trockenen Sandes. Schon eine trockene Lage mit einer Mächtigkeit von etwa 8 cm ($d/D_1 = 0,8$) auf dem nassen Sand sorgt dafür, daß sowohl der geschichtete wie der homogene Boden gleiche Temperaturamplituden besitzen. Eine weitere Verstärkung der Deckschicht führt

sogar zu etwas erhöhten Amplituden, die aber rasch wieder auf die normalen Werte zurückgehen. Sobald die Deckschicht etwa 20 cm mächtig geworden ist, wird die Amplitude der Oberflächentemperatur nur noch von ihr bestimmt.

Diese Ergebnisse zeigen, daß nur in seltenen Ausnahmefällen die Erfassung der Tagesamplitude Aufschlüsse über den Bodenaufbau in Tiefen über 30 - 40 cm geben kann. Damit erfassen sie den Bereich, der unter mitteleuropäischen Verhältnissen durch Bodenbildung und landwirtschaftliche Maßnahmen verändert wurde. Direkte Aussagen über den Untergrund sind daher nur selten zu erwarten und nur dann auszuwerten, wenn die thermischen Eigenschaften der Deckschicht über eine größere Fläche völlig konstant sind.

IV. EINFLUSS DER BODENFEUCHTIGKEIT

Die Bodenfeuchtigkeit beeinflusst, wie Abb. 12 zeigt, fast alle Wärmehaushaltsgrößen. Sie wird daher im folgenden ausführlicher diskutiert, um das Zusammenwirken der verschiedenen Faktoren zu veranschaulichen.

1. Erhöhte Feuchtigkeit vermindert das Reflexionsvermögen eines Bodens in der Regel erheblich (Abb. 4), so daß dem Boden mehr Energie zur Verfügung steht. Diese wird meist für eine verstärkte Verdunstung genutzt und dient nur untergeordnet zur Erwärmung des Bodens.
2. Da der Wassergehalt linear die Volumenwärme des Bodens erhöht (Abb. 7), kann ein gleichgroßer Bodenwärmestrom

einen feuchten Boden nur weniger erwärmen wie einen trockenen.

3. Die bessere Wärmeleitfähigkeit eines feuchten Bodens (Abb. 10) fördert das Eindringen der Wärme in tiefere Schichten, so daß er tagsüber an der Oberfläche kühler bleibt.
4. Höhere Wassergehalte führen insgesamt zu geringeren Temperaturamplituden (Abb. 20).
5. Ein trockener Boden setzt die Verdunstung erheblich herab. Diese Verdunstung führt bei feuchten Böden zusätzlich zu einer Abkühlung der Oberfläche.
6. Die kalte Oberfläche gibt verglichen mit der warmen, trockenen Oberfläche weniger Energie durch langwellige Emission und Wärmeaustausch mit der Luft ab. Allerdings liegt der Emissionskoeffizient feuchter Böden im allgemeinen etwas höher wie bei trockenen Oberflächen. Diese Energie steht dann nachts zusätzlich zur Ausstrahlung zur Verfügung.

Das Zusammenwirken dieser Faktoren führt bei einem einheitlichen Bodentyp dazu, daß am Tage die feuchteren Böden eine niedrigere Oberflächentemperatur besitzen. Die Größe des Temperaturunterschiedes hängt in erster Linie von den meteorologischen Parametern ab. Günstig ist besonders eine hohe Verdunstung, die durch geringe Luftfeuchtigkeit und nicht zu schwache Winde gefördert wird. Diese meteorologischen Bedingungen bestimmen auch, ob die nächtliche Abkühlung so stark ist, daß die nassen Böden wegen ihrer günstigen thermischen Eigenschaften eine höhere Oberflächentemperatur besitzen wie die schneller reagierenden trockenen Böden. In den Mittagsstunden sind daher oft die größten durch die Bodenfeuchtigkeit verursachten Temperaturunterschiede zu

erwarten, während sie nachts geringer und nicht immer eindeutig bestimmt sind, wie auch Modellrechnungen von VINCENT, HORVATH, THOMSON & WORK (1971) zeigen.

Bei einem Vergleich verschiedener Bodenarten gelten diese einfachen Regeln nicht mehr, da die thermischen Eigenschaften spezifische Unterschiede zwischen den verschiedenen Böden besitzen. Gleiche Oberflächentemperaturen können daher bei mehreren Böden sehr unterschiedlichen Bodenfeuchtigkeiten entsprechen. Dazu kommt der sehr variable Einfluß der Verdunstung und der Albedo.

Zu beachten ist, daß die stärksten Änderungen der Albedo und der thermischen Eigenschaften des Bodens bei niedrigen Bodenfeuchtigkeiten auftreten und daher nur in diesem Bereich, bei Sand z.B. unterhalb der Feldkapazität, verwertbare Temperaturunterschiede zu erwarten sind.

Quantitative Angaben sind nur in Verbindung mit entsprechenden Bodenmessungen möglich. Aber auch die Unterscheidung verschiedener Bodenarten sollte durch entsprechende Bodenkontrollen unterstützt werden. Interessant besonders für landwirtschaftliche Fragen ist z.B. die Erfassung der langsamen Austrocknung der Böden im Frühjahr bis Frühsommer durch mehrere Befliegungen, die Aussagen über Bodenart und Bodenfeuchtigkeit liefern kann.

V. GEOLOGISCH - MORPHOLOGISCHE EINHEITEN

Die vorhergehenden Kapitel zeigen deutlich, daß die Oberflächentemperatur von einer ganzen Reihe von Faktoren beeinflusst wird. Daher ist es in vielen Fällen bei der Auswertung von Thermalaufnahmen günstig, Gebiete zusammenzufassen, die einen gleichen oder ähnlichen Boden besitzen, in ihrer Wasserführung vergleichbar sind und auf denen unter natürlichen Bedingungen eine für den jeweiligen Standort typische Pflanzenvergesellschaftung stockt. Dabei ist es selbstverständlich nicht möglich, verschiedene geologische Einheiten zu trennen, die im Aufbau oder in der Bodenentwicklung gleich sind, z.B. verschieden alte Schotterflächen mit ähnlicher Bodenentwicklung. Dafür geben innerhalb einer Einheit geringe Unterschiede in der Oberflächentemperatur evtl. wertvolle Hinweise auf den Untergrund, z.B. auf die Lage des Grundwasserspiegels.

1. Gebiet der südlichen Osterseen

Abb. 28 zeigt eine in den Mittagsstunden des 20. Juli 1971 gemachte Thermalaufnahme der südlichen Osterseen nördlich von Iffeldorf und eine Interpretationsskizze der wichtigsten auf dem Bild unterscheidbaren Einheiten. Die Oberflächentemperaturen erfassen etwa den Bereich von 9 - 25 °C, wobei Temperaturen unter 15 °C kaum differenziert werden.

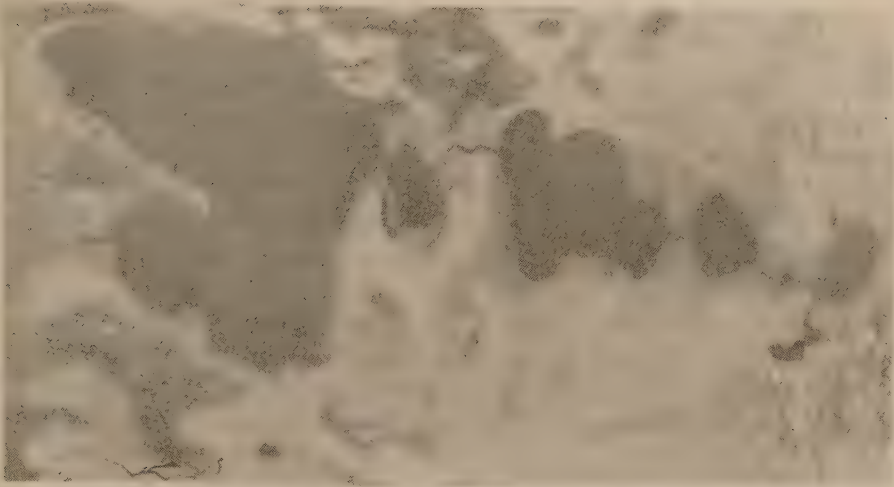
Es handelt sich um eine verhältnismäßig kleinräumig gebaute Jungglaziallandschaft mit meist waldbewachsenen Osern und

Kamesbergen, durch Seen und Moore gefüllten Toteislöchern, einer im Südosten gelegenen Eisrandterasse und einer Alluvialniederung im Südwesten (BODECHTEL, 1965).

In der Mitte des Bildes hebt sich deutlich eine Gruppe von Kamesbergen durch ihre helle Farbe ab. Sie werden als Weide genutzt und sind innerhalb des Bildausschnittes der trockenste Standort. Die sich im Südwesten anschließende, etwas dunklere, hauptsächlich als Wiese genutzte alluviale Verebnung aus vorwiegend Schottern und Sanden zeigt keine geologisch zu deutende Differenzierung. Die auffallend dunklen Felder entsprechen hohen ungemähten Wiesen bzw. Getreidefeldern. Einzelne in dieser Verebnung liegende Kameshügel sind auf dieser Aufnahme nur schwer zu identifizieren.

Die etwa 10 m höher gelegene Eisrandterrasse besitzt ebenfalls keine markanten Unterschiede zur alluvialen Füllung. Das ist darauf zurückzuführen, daß beide etwa aus dem gleichen Material bestehen und der Grundwasserspiegel auch im Alluvium zu tief liegt, um sich auf die Oberflächentemperatur auszuwirken. Einen Hinweis geben nur die deutlich tieferen Temperaturen an den nordexponierten Hängen der Eisrandterrasse, die ebenso wie die durch Schattenbildung gekennzeichneten Hänge der Kamesberge einen Neigungswinkel von zirka 30° aufweisen.

Deutlich heben sich von diesen hellen, vorwiegend aus Schottern bestehenden Gebieten die dunkleren Randgebiete um die Seen ab. Hier besteht der Untergrund aus Moor oder anmoorigem Boden, der unterstützt durch die verhältnismäßig hohe Vegetation zu tieferen Oberflächentemperaturen führt. Diese Moorflächen liegen meist mit einer scharfen Grenze einen Meter



△ Wald

... Wiese, z.T. Felder

+ + Wiese, hoch, oder Getreidefelder } trocken

//// Häuser, Gärten, Campingplatz

≡ Kies, z.T. mit Gras bewachsen

oo Kames (trocken)

//// Schattenhänge

/// Niedermoor - etwas trockener

-- Niedermoor - feucht, z.T. stehendes Wasser

□ Niedermoor

|||| See

500 m

Abb. 28

tiefer wie die alluviale Verebnung und werden stark vom Grundwasser beeinflusst. An einigen Stellen, z.B. südwestlich der Kamesgruppe fehlt dieser markante Höhenunterschied. Dementsprechend steigt hier die Oberflächentemperatur langsam an, ohne daß es zu einer scharfen Grenze zwischen Moor und Verebnung kommt.

Innerhalb dieser Mooregebiete fallen Temperaturunterschiede auf, die auf den wechselnden Flurabstand des Grundwassers und zum Teil auf eine damit verbundene Änderung der Vegetation zurückzuführen sind. In der Bildmitte z.B. liegt am Rande der Kamesberge ein Moorstreifen, in dem sich gelegentlich kleinere Gebiete mit etwas höherer Temperatur zeigen (Punkt B in Abb. 28). Diese Stellen liegen etwa 15 - 20 cm höher und besitzen unter einer dünnen Torfschicht einen kiesig-sandigen Untergrund. Nach Nordosten folgt dann ein auffallend dunkler Streifen, der weniger dicht bewachsen ist und auf dem gelegentlich Wasser steht. Unmittelbar am Seeufer schließt sich dann ein schmaler heller Saum an, der relativ trocken ist und einen starken Schilfbewuchs trägt (siehe auch MÜLLER-STOLL & FREITAG, 1957). Auch schmale, fast zugewachsene Gräben sind noch deutlich erkennbar.

In diesen Mooregebieten an den Seen sind beim Vergleich mehrerer Aufnahmen, die zu verschiedenen Zeiten angefertigt wurden, deutliche Veränderungen in der Verteilung der einzelnen Graustufen zu beobachten, die hauptsächlich auf Wasserspiegelschwankungen zurückzuführen sind.

Auch auf dieser Aufnahme treten die stärker schüttenden Quelltrichter deutlich durch ihre tiefen Temperaturen hervor. Die geringe Differenzierung der Seetemperatur ist

darauf zurückzuführen, daß sie am Rande des bei diesem Flug erfaßten Temperaturbereiches liegt.

Die Waldgebiete erlauben zwar eine Trennung in hellere Laub- und dunklere Nadelbäume, liefern aber durch ihre starke Abschirmung des Bodens keine Information über den Untergrund.

Diese Temperaturunterschiede zwischen den verschiedenen Einheiten wurden auch durch Bodenmessungen bestätigt. Eine im Herbst 1972 bei Strahlungswetter durchgeführte Meßreihe ergab allerdings ein anderes Ergebnis, wie Abb. 29 vor Augen führt. Dargestellt ist die Strahlungstemperatur, die hauptsächlich die Pflanzen erfaßt, die Bodentemperatur an der Oberfläche und in 5 cm Tiefe für 3 verschiedene Standorte, die in Abb. 28 mit A, B und C gekennzeichnet sind.

Meßstelle A befand sich im feuchten mehr als einen Meter mächtigen Moor und besaß eine 30 cm hohe dichte Vegetationsdecke mit Seggen. Meßpunkt B lag 20 cm höher auf einem 20 cm mächtigen trockenen, stark sandigen anmoorigen Horizont, der von sandigem Kleinkies unterlagert war. Diese Stelle war zur Streunutzung gemäht und deshalb betrug die Vegetationshöhe nur 5 cm. Punkt C auf dem hier ziemlich flachen Kameshügel etwa 2 m über den beiden anderen Punkten trug eine niedrige Grasdecke. Unter einem 20 cm mächtigen A_h -Horizont aus sandigem Schluff folgte ein 10 cm mächtiger sandiger Schluff mit wenig Kleinkies als B_v -Horizont und als Untergrund Mittelsand mit Kleinkies.

Hervorzuheben sind folgende Punkte:

1. Die gemähte Streuwiese besitzt die höchste, der trockene Kameshügel dagegen die kleinste Strahlungstemperatur.

Temperaturmessungen

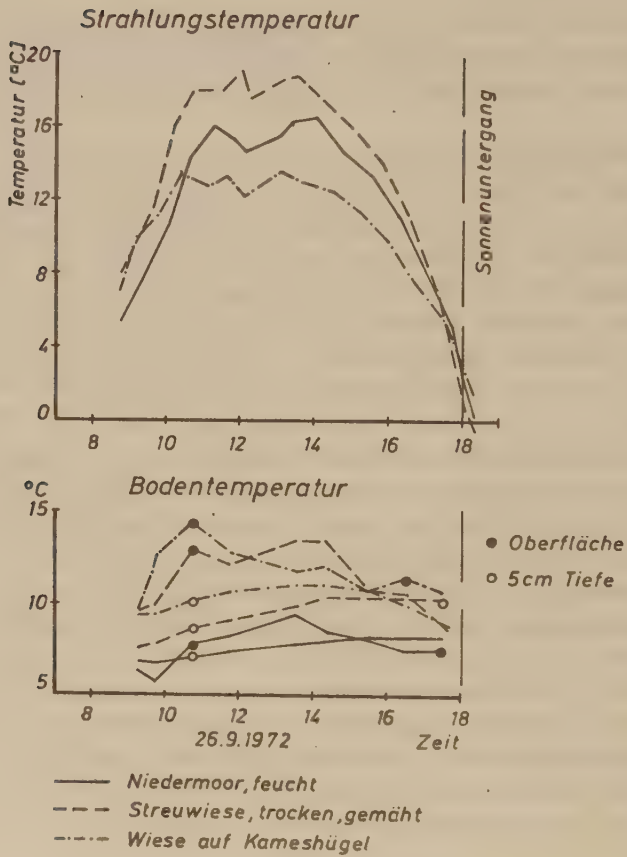


Abb. 29

2. Die Differenz zwischen der Strahlungstemperatur und der Bodenoberflächentemperatur ist bei der hohen Vegetationsdecke im feuchten Moor am größten, in der niedrigen, aber stark horizontal ausgebildeten Streuwiese kaum geringer und in der senkrecht struierten niedrigen Kameswiese am kleinsten.
3. Die Bodentemperaturen in 5 cm Tiefe zeigen tagsüber wie erwartet im trockenen Kameshügel die höchsten und im feuchten Moor die tiefsten Werte.
4. Das feuchte Moor besitzt, z.T. bedingt durch die geringen Oberflächentemperaturschwankungen, den kleinsten Temperaturgradienten zwischen 0 und 5 cm Tiefe. Die Kameswiese weist nur am Vormittag einen hohen Temperaturgradienten auf, während auf der Streuwiese, bedingt durch die schlechte Temperaturleitfähigkeit, der Gradient am höchsten ist.

Diese Ergebnisse lassen sich durch die thermischen Eigenschaften der verschiedenen Bestände erklären. Zur vollständigen Deutung der im Hochsommer beobachteten Temperaturverteilung sind aber noch einige zusätzliche Faktoren zu berücksichtigen:

1. Die starke Verdunstung auf den feuchten Moorstandorten verbraucht tagsüber einen großen Teil der einfallenden Strahlung, so daß zur Erwärmung des Bodens nur noch ein kleiner Teil zur Verfügung steht.
2. Die hohe Vegetation im Moor verhindert die auf Grund der Wärmeleitfähigkeit zu erwartende starke Erhitzung der Bodenoberfläche.
3. Die hohe Volumenwärme hemmt eine tiefgreifende Erwärmung des nassen Moores im Frühjahr und Sommer erheblich.

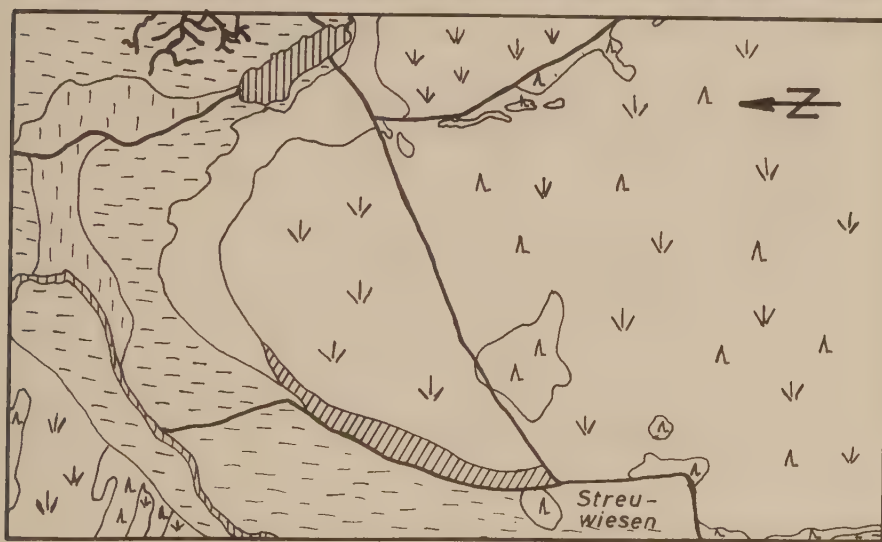
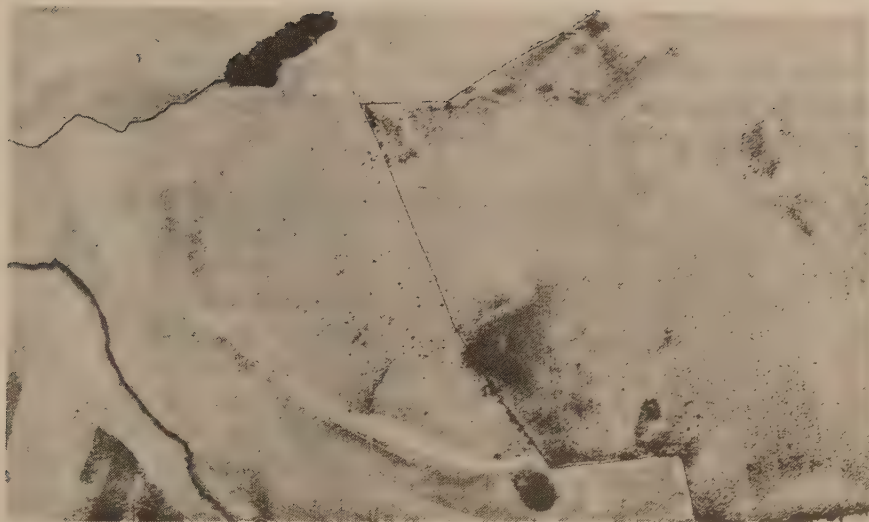
4. Durch Wasserspiegelschwankungen verursachte wechselnde Durchfeuchtung des Moores verändert die Wärmespeicherfähigkeit so, daß sie fast die gleichen Werte wie für die Sande und Schotter der Kameshügel erreichen kann.
5. Unterschiedliches Reflexionsverhalten des Moores im Laufe des Jahres verändert die kurzweilige Strahlungsbilanz.

Dieses Beispiel macht deutlich, wie viele Faktoren bei einer sorgfältigen Auswertung von Thermalaufnahmen zu berücksichtigen sind. Daneben zeigt sie die Grenzen dieser Untersuchungsmethode, sobald zwei sehr verschiedene Einheiten verglichen werden.

2. Murnauer Moos

Das zweite Beispiel aus dem Murnauer Moos (Abb. 30) zeigt eine großzügige Gliederung. Von Süden erstreckt sich zungenförmig das Ohlstädter Filz als Hochmoor nach Norden. Randlich ist es von Niedermoor umgeben, das im äußersten Norden mit dichtem, mannshohen Schilf bewachsen ist. Zwischen Niedermoor und Hochmoor schiebt sich im nördlichen Teil noch ein Übergangsmoor. Im Nordosten ist der Moosbergsee und einige zugewachsene Wasserläufe erkennbar.

Innerhalb des Hochmoores werden die relativ geringen Unterschiede durch die wechselnde Höhe und Wuchsdichte der Nadelbäume, vorwiegend Latschen, verursacht. Nur am Randgehänge kommen hellere Gebiete vor. Im Übergangs- und Niedermoor sind deutliche Grautonunterschiede zu erkennen, die haupt-



500m

||||| Wasser

Λ Nadelwald

↓ ↓ Hochmoor

//// Hochmoor, trocken

- - - Niedermoor

~ ~ ~ Schilf

□ Übergangsmoor

Abb. 30

sächlich auf verschiedene Wasserführung zurückzuführen sind. Am Westrand des Bildes werden einige Differenzierungen durch die Streunutzung hervorgerufen.

Eine ähnliche Untergliederung dieses Gebietes ist aber auch mit Farbaufnahmen möglich. Ein Teil der Temperaturunterschiede ist daher auf Differenzen in der kurzwelligen Strahlungsbilanz zwischen den verschiedenen Einheiten zurückzuführen.

D. FLUGBEDINGUNGEN

I. FLUGHÖHE UND GEOMETRISCHE AUFLÖSUNG

Die Flughöhe bestimmt neben den technischen Daten der verwendeten Geräte die Meßfeldgröße und die Breite des bei einem Flug erfassten Geländestreifens. In der Tabelle 6 sind einige charakteristische Daten für die von uns verwendeten Geräte und für den im ERTS B vorgesehenen Scanner im thermalen Infrarot zusammengestellt.

Tab. 6

Daten verschiedener Geräte

Gerät	Scan- winkel	Öffnungs- winkel IFOV	Flughöhe über Grund	Meßfeld- größe im Nadir	Breite des Streifens bei 45°	Daten/ Fläche relativ
	Grad	mrاد	m	m ²	m	
Reco- nofax VI	60	3	300 600 1.200 2.400	0,6 2,5 10,2 41	600 1.200 2.400 4.800	64 16 4 1
PRT 5		35	300 600 1.200	85 345 1.380		
ERTS B	11,56	0,258	900 - 950 km	56.200	185 km	1/1.400

In der Abb. 31 oben sind außerdem in Abhängigkeit von der Entfernung des Meßpunktes vom Nadir für 600 und 1.200 m Flughöhe der erforderliche Scanwinkel und die Weglänge

Einfluß der Flughöhe

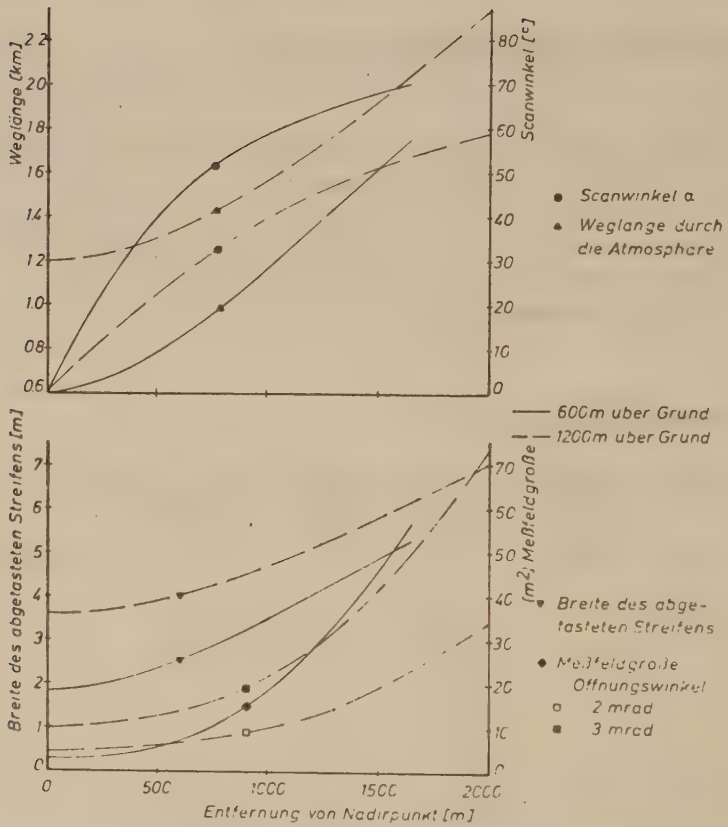


Abb. 31

dargestellt, die die Strahlung vom Boden zum Flugzeug zurücklegen muß. Ebenso zeigt der untere Teil der Abbildung die Größe des Meßfeldes und die Breite eines Scanstreifens. Dabei wurde die Meßfeldgröße zusätzlich für einen fiktiven Scanner mit 2 mrad Öffnungswinkel und eine Flughöhe von 1.200 m berechnet.

Für die Auswertung der Scanneraufnahmen ist es günstig, wenn sich diese Größen möglichst wenig ändern. Eine Zunahme der Weglänge bewirkt verstärkte Veränderungen des Ausgangssignales durch die Atmosphäre (siehe Kapitel B.V.). Meßwerte, die unter einem flacheren Beobachtungswinkel als 45° gemessen wurden, sind nur bedingt zu verwerten (LORENZ 1967, 1970). Jede Breitenzunahme des Scanstreifens liefert nur überflüssige, mehrfache Information über einzelne Punkte. Entscheidend für die geometrische Auflösung ist die Größe des Meßfeldes. Sie ist bei einem Scanwinkel von 38° doppelt so groß wie im Nadir, beträgt bei 52° aber schon das Vierfache.

Aufnahmen mit einem Scanwinkel von mehr als $40 - 45^\circ$ sind daher nur schwierig quantitativ auszuwerten. Die sich gegenüber einem Scanwinkel von 60° ergebende Halbierung des erfaßten Geländestreifens erfolgt aber nur auf Kosten der wenig geeigneten Randpartien. Um die gleiche Fläche erfassen zu können, wäre die doppelte Flughöhe erforderlich. Die sich daraus ergebende Vergrößerung des Meßfleckes kann durch die Verwendung eines Scanners mit einem Meßwinkel von 2 mrad statt 3 mrad ausgeglichen werden (Abb. 31).

Die zu fordernde geometrische Auflösung hängt davon ab, ob

- a. nur Gebiete mit einer abweichenden Temperatur erfaßt werden sollen, z.B. Quellaustritte in Seen, oder ob
- b. exakte quantitative Angaben über die Temperatur bzw. die Temperaturunterschiede verschiedener Einheiten gewünscht werden.

Sollen nach a. nur relative Temperaturänderungen zu erkennen sein, so sind die Anforderungen an die geometrische Auflösung verhältnismäßig gering. Je nach Stärke des Kontrastes bzw. des Temperaturunterschiedes sind z.B. noch Gräben erkennbar, deren Breite nur die Hälfte, in Extremfällen sogar weniger als ein Fünftel des Meßfelddurchmessers beträgt. Der Scanner integriert zwar über den gesamten Meßfleck, die Wirkung einer kälteren oder wärmeren Stelle innerhalb dieses Gebietes wird dabei aber nur abgeschwächt und verändert die scheinbare Temperatur des gesamten Elementes.

Wird dagegen nach b. die quantitative Angabe der Temperatur gewünscht, so sind die Anforderungen an die Auflösung erheblich größer. Um exakte Temperaturentscheidungen, besonders beim Vergleich mehrerer Flüge, machen zu können, muß über eine Fläche mit mindestens dem doppelten Durchmesser des Meßfeldes die gleiche Temperatur herrschen (siehe auch BECK-LAKE, 1972). Durch weitere Verarbeitungsschritte wie Digitalumwandlung und Datenkomprimierung kann eine noch größere Fläche erforderlich werden.

Bei der Wahl der Flughöhe ist unbedingt zu beachten, daß eine Halbierung der Höhe bei sonst gleichen Bedingungen eine Vervierfachung der anfallenden Datenmenge bedeutet, die damit auch erheblich mehr Zeit z.B. für die digitale

Weiterverarbeitung erfordert. Der Informationsgehalt nimmt dagegen meist nicht in diesem Maß zu. Dafür werden zufällige lokale Schwankungen ohne Aussagekraft betont.

Aufnahmen der südlichen Osterseen (Abb. 32 a) und des Eschenloher Moores (Abb. 32 b) aus einer Flughöhe von 1.200 m über Grund zeigen, verglichen mit den Bildern derselben Gebiete (Abb. 28 bzw. 34) aus 600 m Höhe, die Vorteile der verschiedenen Aufnahmeentfernungen. Die Möglichkeiten von Satelliten veranschaulicht Abb. 33 mit einem Bild im Bereich von $0,7 - 0,8 \mu$, das den oberbayerischen Raum mit den beiden Testgebieten erfaßt und von dem im ERTS A eingebauten multispektralen Scanner aufgenommen wurde. Der für den ERTS B ursprünglich vorgesehene thermale Scanner besitzt eine um das dreifache schlechtere lineare Auflösung.

Aufnahmen aus einer Flughöhe von 1.200 - 1.500 m, entsprechend einer Meßfeldgröße von $10 - 20 \text{ m}^2$, vermitteln einen Überblick über größere Gebiete, ohne daß in der Regel wichtige Details unterdrückt werden. Strukturen, z.B. einzelne Bäume in den Wäldern, sind nicht immer erkennbar. Dadurch wird die digitale Auswertung z.T. erleichtert. Für eine manuelle Interpretation ohne Vergleichsaufnahmen in anderen Spektralbereichen können sich allerdings Schwierigkeiten ergeben, da erkennbare Strukturen die Identifikation erleichtern.

Diese Aufnahmen, bei einem entsprechend großräumigen Bau auch bis aus 3.000 m Höhe, sind für erste Befliegungen im allgemeinen eine günstige Lösung, da sie hohe Informationsdichte mit verhältnismäßig geringem Datenanfall ohne zu große Verluste an wichtigen Details verbinden.

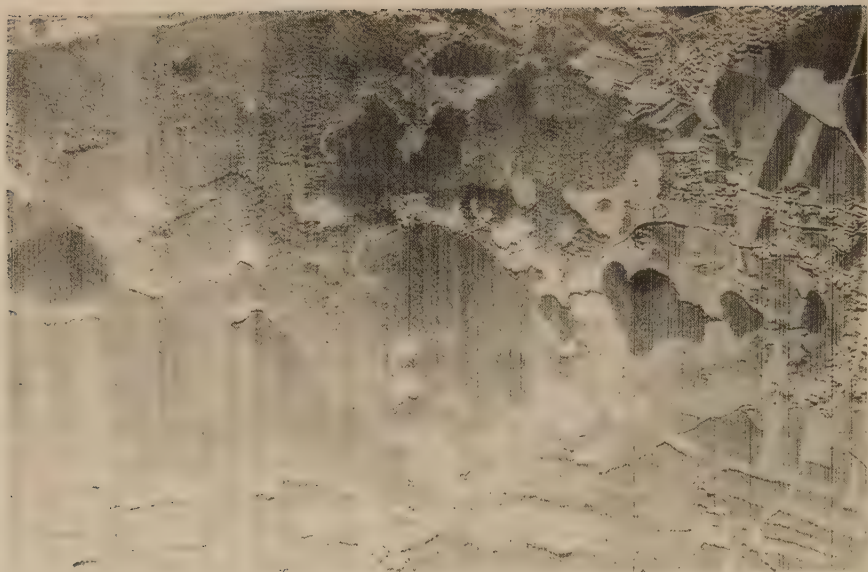


Abb. 32 a

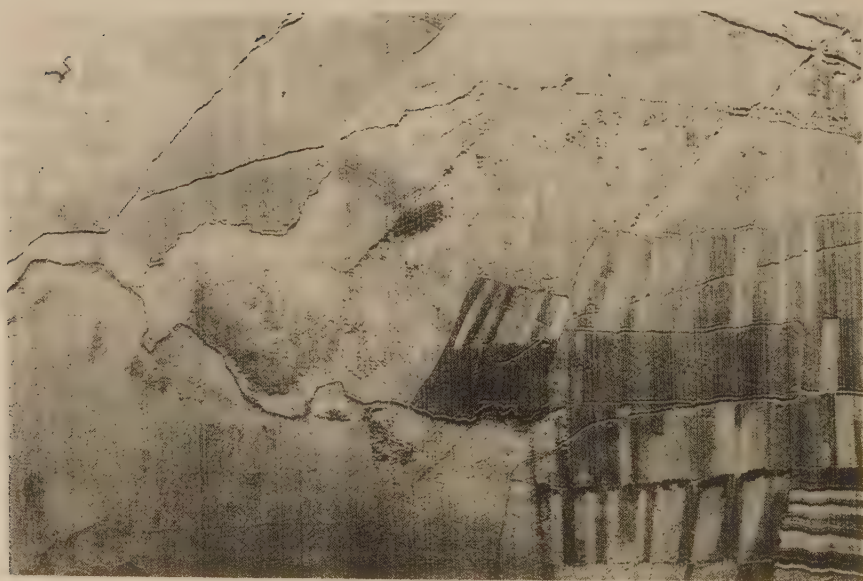


Abb. 32 b

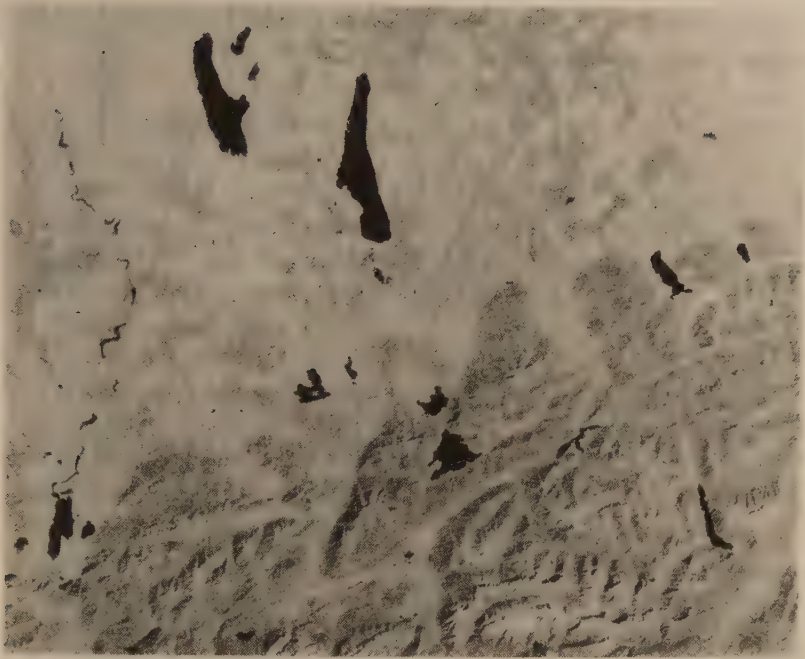


Abb. 33

Bei kleinräumig aufgebauten Gebieten, z.B. den südlichen Osterseen, oder für bestimmte Probleme sind Befliegungen in etwa 600 m Höhe mit einer Bodenauflösung von $2,5 - 5 \text{ m}^2$ vorzuziehen. Für eine digitale Auswertung ergeben sich allerdings Schwierigkeiten, da z.B. in Waldgebieten durch die einzelnen Bäume die Grautonstufen rasch wechseln, ohne wichtige Informationen zu liefern.

Niedrigere Flughöhen, z.B. 300 m (siehe Abb. 24 b) sind nur dann sinnvoll, wenn die Temperatur kleinster Gebiete unter 5 m^2 Fläche exakt bestimmt werden muß. Sie sind nur für kleine Räume zu vertreten, da ein sehr hoher Datenanfall mit relativ geringer Informationsdichte zu verarbeiten ist.

Auch Satellitenaufnahmen bieten beim derzeitigen Stand der Technik unter mitteleuropäischen Verhältnissen keine optimalen Lösungen. Die Datenmenge für eine bestimmte Fläche ist zwar extrem klein, der Informationsgehalt für geologische und hydrogeologische Fragen allerdings auch gering. Durch das große Meßfeld der thermalen Scanner (beim ERTS B z.B. $237 \times 237 \text{ m}$) wird oft nur der Mittelwert über geologisch und bestandsmäßig sehr verschiedene Einheiten gebildet. Änderungen können durch das wechselnde Verhältnis von Wald zu Ackerflächen hervorgerufen werden, ohne irgendeinen Hinweis auf Unterschiede im Untergrund zu liefern.

Aber auch die laufende Überwachung von Gewässern zur Erfassung des Wärmehaushaltes durch Satelliten erscheint zur Zeit nicht möglich. Nur Rhein, Elbe und Weser erreichen in ihren Unterläufen bzw. Mündungstrichtern die erforderliche Breite von mehreren hundert Metern, um mit den geplanten thermalen Scannern ihre Oberflächentemperatur bestimmen zu können (siehe auch Kapitel B.V). Die Zahl der für solche Untersuchungen geeigneten Seen ist ebenfalls sehr gering.

II. AUFNAHMEZEITPUNKT UND WETTER

Eine für alle geologischen Auswertungen gleich günstige Flugzeit kann man nicht empfehlen, da je nach der Fragestellung die Anforderungen an die Flugbedingungen sehr unterschiedlich sind. Grundsätzlich sind zwei Untersuchungsgruppen zu trennen, die sich in der Entstehung der Oberflächentemperaturdifferenzen unterscheiden.

1. Die Temperaturunterschiede werden durch Vorgänge unter der Oberfläche hervorgerufen und sind von einer äußeren Energiezufuhr unabhängig. Beispiele sind die Durchmischung von Grund- und Oberflächenwasser oder durch heiße Gase erhitzte Stellen in rezenten Vulkangebieten.
2. Böden reagieren durch ihre verschiedenen thermischen Eigenschaften sehr differenziert auf gleiche Strahlungsbedingungen. Dadurch entstehen an der Erdoberfläche erhebliche Temperaturunterschiede, die einen ausgeprägten Tagesgang besitzen. Differenzen in der Oberflächentemperatur, die durch verschiedene Wassergehalte des Bodens verursacht werden, gehören dazu.

Damit sind die anzustrebenden Flugbedingungen für beide Problemkreise gegeben. Für Untersuchungen der Gruppe 1 sind Störungen durch die Strahlungsbilanz und die anderen Komponenten der Wärmehaushaltsgleichung möglichst niedrig zu halten. Das ist am ehesten bei Flügen unter einer geschlossenen Wolkendecke oder nachts möglich.

Bei Untersuchungen der zweiten Gruppe dagegen ist eine mehrfache Befliegung innerhalb von 24 Stunden optimal, um den

Tagesgang zu erfassen und so aus den Temperaturamplituden und ihren Unterschieden die verschiedenen Einheiten abzugrenzen und soweit möglich zu identifizieren. Durch drei Flüge, gegen Mittag, etwa 2 Stunden nach Sonnenuntergang und 1 - 2 Stunden vor Sonnenaufgang, ist es möglich, sowohl den etwa sinusförmigen Verlauf tagsüber als den linearen Abfall in den Nachtstunden zu erfassen (Abb. 19). Schwierigkeiten ergeben sich besonders durch starken Tau und die Bildung von Kaltluftseen in der Nacht und durch kurzfristige Temperaturschwankungen, die bevorzugt in den Mittagsstunden auftreten.

Ob wolkenfreies Strahlungswetter oder eine geschlossene Wolkendecke vorzuziehen ist, hängt von der speziellen Fragestellung ab. Entscheidend ist ein möglichst günstiges Verhältnis zwischen zufälligen kurzfristigen Temperaturschwankungen innerhalb einer Einheit und den charakteristischen, interessierenden Temperaturunterschieden zwischen zwei Einheiten. Die Erfassung der Bodenfeuchtigkeitsunterschiede eines unbewachsenen Bodens unter Ausnutzung der unterschiedlichen Verdunstungsrate z.B. verspricht bei Strahlungswetter die besten Ergebnisse. In einem morphologisch bewegten Gelände mit wechselndem Bewuchs liefern Untersuchungen bei bedecktem Wetter evt. bessere Ergebnisse. Die relativ geringen Temperaturunterschiede erfordern allerdings einen Scanner mit einer hohen Temperaturauflösung. Unbedingt zu vermeiden sind Wetterlagen mit stark wechselnder Bewölkung, wie sie z.B. an heiteren Nachmittagen durch einzelne Haufenwolken nicht selten sind.

Für die regionale Erfassung der Temperaturunterschiede ist ein möglichst geringer Gang erforderlich. Auch aus diesem

Grund sind Aufnahmen in der Mittagszeit, nachts oder bei geschlossener Wolkendecke zu bevorzugen. Ungünstig dagegen sind im allgemeinen Befliegungen in den ersten Stunden nach Sonnenaufgang und bei Sonnenuntergang, da in diesen Zeiten sich die Oberflächentemperatur sehr rasch ändert.

Der starke Einfluß der Vegetation auf die Temperaturverteilung verhindert im Sommer in landwirtschaftlich genutzten Gebieten sichere Aussagen über geologische Fragen. Der verhältnismäßig geringe Energieaustausch in den übrigen Monaten (siehe Abb. 21) führt zu kleinen Temperaturunterschieden, die den Einsatz eines sehr empfindlichen Scanners erforderlich machen. Außerdem sind die durch den wechselnden Bearbeitungsstand der Äcker verursachten Differenzen bei einer sorgfältigen Analyse zu beachten.

Die Statistik des Wetteramtes München für die Jahre 1881 bis 1950 zeigt, wie selten die gewünschten Wetterbedingungen in München eintreten (Tabelle 7). Wetterlagen mit Strahlungsklima sind danach in der Zeit vom November bis Januar sehr selten und auch im Sommer höchstens an 20 % der Tage zu erwarten. Eine relativ geschlossene Wolkendecke ist zwar häufiger, im Winter z.T. über 50 % der Tage, die sich dabei ergebenden Forderungen an die Flugsicherheit und Wolkenuntergrenze lassen auch hier nur an weniger als einem Drittel der Tage brauchbare Flugbedingungen erwarten.

Da Untersuchungen, die Strahlungswetter voraussetzen, nur an wenigen Tagen im Jahr möglich sind, ist für Anwendungen in Mitteleuropa zu prüfen, welche Probleme auch unter anderen Bedingungen geklärt werden können.

Tab. 7

Bewölkung in München

Monat	Monatsmittel in Zehnteln des Himmels	mittlere Zahl der	
		heiteren Tage Bew. < 2/10	trüben Tage Bew. > 8/10
Januar	7,7	2,2	16,3
Februar	6,7	3,1	12,2
März	6,3	4,6	12,1
April	6,5	3,3	11,6
Mai	6,2	3,6	10,9
Juni	6,1	3,6	10,1
Juli	5,9	4,3	9,5
August	5,6	5,4	8,6
September	5,7	5,7	9,5
Oktober	6,5	3,3	12,6
November	7,6	1,7	16,2
Dezember	7,7	1,4	17,9
Jahr	6,5	42,4	147,5

Aufnahmen von Satelliten und hochfliegenden Flugzeugen erlauben nur bei heiterem Wetter mit großen wolkenfreien Gebieten den großräumigen Vergleich. Tabelle 7 zeigt, daß diese Bedingungen im Jahresdurchschnitt nur an etwa 10 % der Tage für München erfüllt sind. Da in ungünstigen Fällen ein Satellit während eines Jahres nur bei wenigen Umläufen diese Wetterlagen über Mitteleuropa antrifft, erscheint eine regelmäßige Erfassung der Oberflächentemperaturen so nicht möglich. Auch die mehrmalige Aufnahme eines Gebietes innerhalb eines Tages ist mit Satelliten noch nicht realisiert.

III. SENSORENWAHL

Abb. 34 zeigt das gleiche, mit verschiedenen Sensoren aufgenommene Gebiet im Eschenloher Moos. Die Luftaufnahme (Abb. 34 a) wurde auf panchromatischen Film (Wellenlängenbereich $0,4 - 0,65 \mu$) aufgenommen. Auch Abb. 34 b, mit der Reconofax VI und einem InSb - Detektor erstellt, erfaßt hauptsächlich reflektierte Strahlung im Bereich von etwa $1 - 5 \mu$. Für Abb. 34 c wurde derselbe Detektor verwendet, aber durch einen Filter Wellenlängen unter 3μ ausgeschaltet, so daß die Eigenemission vorherrscht, ebenso wie in Abb. 34 d, die mit einem MCT - Detektor und einem vorgeschalteten Filter nur den Wellenlängenbereich von $8 - 13 \mu$ mißt.

Auffällige Unterschiede zwischen den die Strahlungstemperatur zeigenden Abb. 34 c und d sind nicht zu erkennen. Eine Auswertung geringer quantitativer Unterschiede kann evt. zu neuen Erkenntnissen führen, war aber mit dem vorliegenden Material nicht möglich, da eine absolut zeitgleiche Aufnahme in beiden Kanälen Voraussetzung ist.

Ein Vergleich der Strahlungstemperaturverteilung mit dem Reflexionsverhalten der verschiedenen Gebiete (Abb. 34 a,b) zeigt, daß einige Temperaturunterschiede auf das unterschiedliche Reflexionsverhalten im kurzwelligen Bereich zurückzuführen sind. Benachbarte Felder wechseln z.B. zwischen den Abb. 34 b und d ihre Grautöne. Aber schon innerhalb des reflektierten Lichtes bestehen erhebliche Differenzen. Die Halde eines Hartsteinwerkes ist in Abb. 34 a als helles, also stark reflektierendes Gebiet zu erkennen. Im reflek-

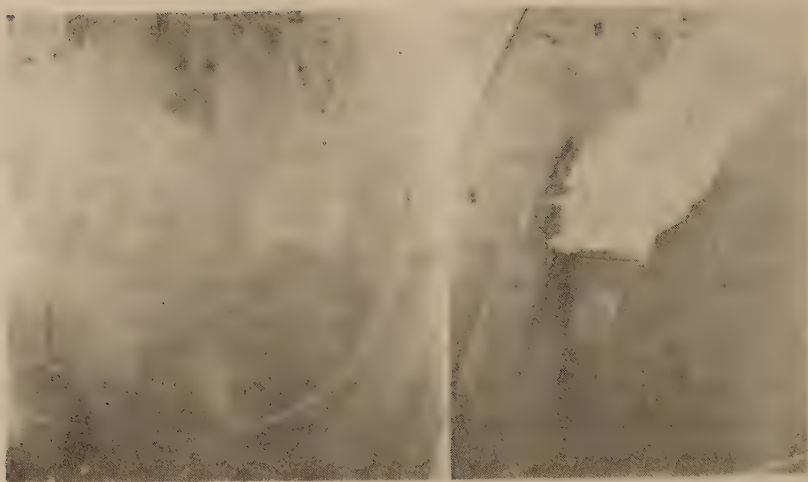


Abb. 34 a



Abb. 34 b



Abb. 34 c



Abb. 34 d

tierten Infrarot (Abb. 34 b) erscheint sie dunkelgrau, absorbiert also einen Großteil der Strahlung. Im thermalen Infrarot wiederum ist sie am hellsten, besitzt also die höchste Strahlungstemperatur, die damit aber zum Teil auf die höheren Strahlungseinnahmen im kurzwelligen Bereich zurückgeführt werden kann.

Die netzartigen Muster in den Mooregebieten zu beiden Seiten der Halde sind auf allen vier Bildern als dunkle Linien zu erkennen. Das weist darauf hin, daß es sich hier um echte Unterschiede im thermischen Verhalten des Bodens oder um Gebiete verstärkter Verdunstung handelt und nicht um Variationen der kurzwelligen Reflexion.

Zur sicheren Auswertung von am Tage durchgeführten Strahlungstemperaturmessungen ist die vollständige Erfassung des kurzwelligen Reflexionsverhaltens und damit des Energiegewinns eines Gebietes unbedingt erforderlich. Neben Farb- und Farbinfrarotaufnahmen sind multispektrale Scanner dazu besonders geeignet. Für diesen Zweck würden allerdings relativ einfach gebaute Systeme genügen, die die insgesamt vom Boden reflektierte kurzwellige Strahlung erfassen.

Im allgemeinen wird die Bestimmung der Strahlungstemperatur im Bereich von $8 - 13 \mu$ die besten Ergebnisse bringen, da hier das Strahlungsmaximum der Erdoberfläche liegt, dementsprechend viel Energie zur Verfügung steht und eine gute Temperaturauflösung gegeben ist. Für Tagaufnahmen ist er generell vorzuziehen. Bei Nachtaufnahmen kann die Verwendung eines InSb - Detektors unter bestimmten Bedingungen bessere Ergebnisse liefern (siehe LORENZ, 1970).

Eine Einschränkung des Wellenlängenbereichs im Fenster von $8 - 13 \mu$ muß sorgfältig überlegt werden. Für Wassertemperaturbestimmungen ist z.B. der Bereich von $9,5 - 11,5 \mu$ günstig (LORENZ, 1970). In demselben Bereich besitzen aber basische Gesteine ausgeprägte Reststrahlenbanden (siehe Kapitel B. II. 1), so daß hier für Landgebiete eine Temperaturbestimmung sehr unsicher wird.

Die Aufnahmeserie zeigt, daß viele Informationen aus den Strahlungstemperaturmessungen vom kurzwelligen Reflexionsverhalten bestimmt werden und daher auch mit Aufnahmen im sichtbaren Licht oder nahen Infrarot erfaßt werden können.

Zusätzliche Informationen liefert die Thermalaufnahme in der Regel nur durch die Differenzierung von im sichtbaren Bereich einheitlich erscheinenden Gebieten, z.B. verschieden warmen Wassermassen an einer Seeoberfläche. Zur Identifizierung geologischer Einheiten ist sie unter mitteleuropäischen Verhältnissen nur bedingt geeignet, da die Strahlungstemperatur von zu vielen Faktoren bestimmt wird, die vom Untergrund unabhängig sind. Vorteile bieten sie besonders bei der langfristigen Beobachtung bestimmter Gebiete, um jahreszeitliche Veränderungen festzuhalten. In Verbindung mit Bodenmessungen erlauben sie voraussichtlich interessante quantitative Aussagen z.B. über die oberflächennahe Wasserführung und Verdunstung größerer Gebiete.

E. TECHNISCHE ANFORDERUNGEN

I. SCANNER

Die geschilderten Probleme machen den Einsatz hochwertiger Scanner erforderlich, die folgende Wünsche erfüllen sollten:

1. Angabe der absoluten Temperaturen durch eichfähige Scanner. Die Eichstrahler müssen den untersuchten Temperaturbereichen angepaßt werden können, um optimale Werte zu erhalten.
2. Hohe Temperaturempfindlichkeit. Das System sollte Temperaturunterschiede von $0,1^{\circ}\text{C}$ sicher erfassen und auch noch nach längerer Flugzeit reproduzierbare Werte liefern.
3. Aufzeichnung mit breitem Dynamikbereich möglichst auf Band, der auch die genaue Bestimmung sehr hoher und sehr niedriger Temperaturen erlaubt oder erstzweise Auswahl eines bestimmten, während des Fluges regelbaren Temperaturbereiches, der optimal aufgezeichnet wird.
4. Gleichzeitige Aufnahme mehrerer Wellenlängenbereiche einschließlich sichtbarem Licht und nahem Infrarot. Wechselmöglichkeit für Detektoren und Filter.
5. Scanwinkel keinesfalls über $\pm 45^{\circ}$, möglichst noch kleiner.

II. DATENVERARBEITUNG

Eine intensive und zeitsparende Auswertung von Scanneraufnahmen macht die Anwendung der Datenverarbeitungstechnik erforderlich, besonders wenn Unterschiede zwischen mehreren Spektralbereichen oder verschiedenen Aufnahmezeitpunkten untersucht werden sollen. Diese Datenverarbeitung muß die folgenden Aufgaben erfüllen:

1. Entzerrung und Korrektur der Scanneraufnahmen und kartenmäßige Darstellung der Ergebnisse.
2. Abgrenzung der verschiedenen Strahlungstemperaturbereiche.
3. Vergleich mehrerer Spektralbereiche.
4. Erfassung der Änderungen bei mehreren Flügen.
5. Abgrenzung von Gebieten mit gleichen Strahlungscharakteristiken.
6. Korrelation der Strahlungstemperaturmessungen mit Bodenuntersuchungen.
7. Identifizierung der verschiedenen Einheiten und wenn möglich Erstellung einer thematischen Karte.

Besonders der Punkt 4 bietet zur Zeit noch erhebliche technische Probleme, da für große Datenmengen umfangreiche Berechnungen durchgeführt werden müssen. Die für eine Identifizierung notwendigen quantitativen Entscheidungskriterien müssen meist noch erarbeitet werden.

F. L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

- APEL,R.: Hydrogeologische Untersuchungen im Malmkarst der Südlichen und Mittleren Frankenalb. - Geologica bavarica,64,S. 268 - 355,1971
- BECKLAKE,E.J.: A preliminary study for a multispectral IR line scanner for use on a research and applications module,Techn. vol. Vol. 1. - ESTEC Contract No 1465/71,58 S. Camberley 1972
- BERZ,G.: Untersuchungen zum Wärmehaushalt der Erdoberfläche und zum bodennahen atmosphärischen Transport. - Wiss. Mitt. Met. Inst. Univ. München,16,94 S. München 1969
- BODECHTEL,J.: Die südlichen Osterseen bei Iffeldorf in Oberbayern. - Erdkunde,Arch. wiss. Geogr. 19,S.150 - 155,1965
- BOLLE,H.J.: Einfluß der Atmosphäre auf die Erkennung von Erdoberflächen - Signaturen. - Dt.Luft-Raumfahrt, Mitt.,72,H.10,S.43 - 93, 1972
- CONDIT,H.R.: The spectral reflectance of American Soils. - Photogr. Engineering,36,S.955 - 966,1970
- ECKEL,O. & REUTER,H.: Zur Berechnung des sommerlichen Wärmeumsatzes in Flußläufen. - Geogr. Ann.,32, S.188 - 209,1950
- FILZER,P.: Untersuchungen über den Wasserumsatz künstlicher Pflanzenbestände. - Planta,30,S.205 - 223,1939
- FRIEDMAN,J.D.: Thermal anomalies and geologic features of the Mono Lake Area,California,as revealed by infrared imagery. - NASA Earth resources aircraft program status review,Vol. 1, S. 11-1 - 11-76,Houston 1968

- GATES,D.M.: The energy environment in which we live. - Amer. Scientist,51,S.327 - 348,1963
- GEIGER,R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. - 4.Aufl.,646 S.,Braunschweig 1961
- GRÄFE,K.: Strahlungsempfang vertikaler,ebener Flächen. Globalstrahlung von Hamburg. - Ber. Dt. Wetterd., 5,Nr. 29,S.1 - 15,1956
- GÜNTHER,R.: Remote sensing in der Geologie.Möglichkeiten und Probleme der Erderkundung mit Hilfe von Flugzeugen und Satelliten. - Bundesminist. Bildung Wissensch. Forsch.-Ber. W 72-28, 212 S.,Bonn 1972
- HOFMANN,G.: Die Thermodynamik der Taubildung. - Ber.Dt. Wetterd.,3,Nr. 18,1955
- - Verdunstung und Tau als Glieder des Wärme-
haushaltes. - Planta,47,S.303 -322,1956
- HOLLYDAY,E.F.: Use of infrared radiometry in measuring groundwater inflow to streams,Delmarva Peninsula,Maryland and Delaware. - NASA Earth resources aircraft program,status review, Vol.3,S.44/1 - 44/14,Houston 1969
- HUBER,B.: Der Wärmehaushalt der Pflanzen. - Freising-München 1935
- KRAEMER,O.: Das Murnauer Moos unter besonderer Berücksichtigung der hydrographischen und strati-graphischen Verhältnisse sowie der Fisch-fauna seiner Gewässer. - Jb.Ver. Schutz Alpenpflanzen,30,S.68 - 95,1965
- KILINC,I.A. & LYON,R.J.P.: Airborne infrared spectral study of igneous rocks in Sonora Pass test site. - NASA Earth resources aircraft program,status review,Vol.2,S.26/5 - 26/21,Houston 1969
- LORENZ,D.: Der Einfluß des Absorptionsvermögens von Bodenoberflächen im Langwelligen auf die Messung der Bodenoberflächentemperatur mit Radiometern. - Wiss. Mitt.Met.Inst.Univ. München,9,S.19 - 28,1964

- LORENZ,D.: Zur Messung der Bodenoberflächentemperaturen mit Radiometern. - Met.Rdsch.,18,S.40 - 45, 1965
- - Temperaturmessungen von Boden- und Wasseroberflächen von Luftfahrzeugen aus. - Pure Appl.Geoph.,67,S.197 - 220,1967
- - Der Einfluß einer Luftzwischen-schicht auf meteorologische Oberflächentemperaturmessungen mit Radiometern. - Tellus,21,S.76 - 88,1969
- - Zur Methodik der Oberflächentemperaturmessung von Wasser mit Infrarotstrahlungsthermometern. - Teil 1 Abschlußber. Forsch.-Auftrag T/0230/92350/91326 Bundesminist.Verteid. Bonn 1970
- - Zur Problematik der Fernerkundung der Erdoberfläche mit Hilfe der thermischen Infrarotstrahlung. - Bildmessung Luftbildwesen, 39,S.235 - 242,1971
- - in: Gewässerüberwachung durch Fernerkundungsverfahren.Zwischenbericht eines Forschungsvorhabens. - Umweltschutz,H.11,S.2 - 8,Bundesminist.Inneren,Bonn 1972
- MÜLLER-STOLL,W.R. & FREITAG,H.: Beiträge zur bestandesklimatischen Analyse von Wiesengesellschaften (Untersuchungen im Ober-Spreewald). - Angew. Met.,3,H.1,S.16 - 30,1957
- NASA: ERTS data users handbook. - Revised ed.,Greenbelt/Maryland 1972
- OBUKHOV,A.I. & ORLOV,D.S.: Spectral reflectivity of the major soil groups and possibility of using diffuse reflection in soil investigations. - Pochvovedeniye,No.2,1964
- OLSON,C.E.: Applications of remote sensing in agriculture, including forestry. - Principe de la detection a distance et application a l'etude des ressources terrestres,S.245 - 348,Paris 1969

- ORLOV, D.S.: Quantitative patterns of light reflection by soils. I. Influence of particle (aggregate) size on reflectivity. - Nauchnyye Doklady Vysshey Shkoly, Biol. Nauki, 4, S. 206 - 210, 1966. Übersetzung in: Doklady Soil Science a supplement Sov. Soil Science, 13, S. 1495 - 1498, 1966
- RASCHKE, K.: Über die physikalischen Beziehungen zwischen Wärmeübergangszahl, Strahlungsaustausch, Temperatur und Transpiration eines Blattes. - Planta, 48, S. 200 - 238, 1956
- REITINGER, J., PRUZSINSZKY, W. & HAIDINGER, G.: Temperaturänderungen von fließenden Gewässern als Folge von Grundwassereintritten. - Österr. Wasserwirtsch., S. 196 - 202, 1971
- SCHANDERL, H. & KAEMPFFERT, W.: Über die Strahlungsdurchlässigkeit von Blättern und Blattgeweben. - Planta, 18, S. 700 - 750, 1933
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P.: Lehrbuch der Bodenkunde. - 7. Aufl., 448 S., Stuttgart 1970
- TAJCHMAN, S.: Energie- und Wasserhaushalt verschiedener Pflanzenbestände bei München. - Wiss. Mitt. Met. Inst. Univ. München, 12, 95 S., 1967
- THOMAS, C.O. & SHOFNER, F.M.: Quantitative thermal mapping problems. - Operational remote sensing. An interactive seminar to evaluate current capabilities, S. 141 - 145, Houston 1972
- VEIHMEYER, F.J.: Evapotranspiration. - Handbook of applied hydrology, S. 11/1 - 11/37, New York 1964
- VINCENT, R.K., HORVATH, R., THOMSON, F. & WORK, E.A.: Remote sensing data analysis projects associated with the NASA Earth Resources Spectral Information System. - Techn. Rep. NASA CR - WRL 3165-26-T 57 S., Houston 1971
- VINCENT, R.K. & THOMSON, F.J.: Rock-type discrimination from ratioed infrared scanner images of Pisgah Crater, California. - Science, 175, S. 986 - 988, 1972

- VRIES, D.A. de: Het Warmtegeleidingsvermogen van Grond. - Mededelingen Landbouwhogeschool Wageningen, 52, 73 S., Wageningen 1952
- - Thermal properties of soils. - van WIJK (1963), S. 210 - 235
- WIJK, W.R. van: Physics of plant environment. - 382 S., Amsterdam, 1963
- - General temperature variation in a homogenous soil. - van WIJK (1963) S. 144 - 170
- WIJK, W.R. van & DERKSEN, W.J.: Sinusoidal temperature variation in a layered soil. - van WIJK (1963), S. 171 - 209
- WIJK, W.R. van & VRIES, D.A. de: Periodic temperature variations in a homogenous soil. - van WIJK (1963). S. 102 - 143
- WOOD, C.R.: Ground-water flow. - Photogr. Engineering, 38, S. 347 - 352, 1972
- WOODSIDE, W. & MESSMER, J.H.: Thermal conductivity of porous media. I. Unconsolidated sands. - J. Appl. Phy. 32, S. 1688 - 1699, 1961 a
- - Thermal conductivity of porous media. II. Consolidated rocks. - J. Appl. Phy., 32, S. 1699 - 1706, 1961 b
- ZORELL, F.: Beiträge zur Kenntnis der oberbayerischen Osterseen. - Mitt. Geogr. Ges. München, 33, S. 19 - 43, 1941

Lebenslauf

Name	Friedrich Franz Quiel
Geburtstag	13. August 1944
Eltern	Friedrich Quiel, Studienrat Margareta Quiel, geb. Schreiner
1951 - 1964	Schulbesuch in Kiel, Detmold und Hannover
Februar 1964	Abitur an der Humboldtschule Hannover
April 1964 - September 1965	Wehrdienst
seit November 1965	Studium der Geologie an der Universi- tät München
Februar 1971	Diplomgeologen - Hauptprüfung
Mai 1971	Beginn der Dissertation
Mai - Juli 1971	Verwalter der Dienstgeschäfte eines wissenschaftlichen Assistenten
seit August 1971	wissenschaftlicher Mitarbeiter

